Zeitschrift für Geomorphologie
Annals of Geomorphology Annales de Géomorphologie

HERAUSGEGEBEN VON H. [illegible] IN GEMEINSCHAFT MIT
H. P. BAKKER, AMSTERDAM [illegible] SEN, KØBENHAVN
R. J. RUSSELL, BATON ROUG[illegible] ZEUNER, LONDON

UNIVERSITY OF ARIZONA
39001001621484

Supplementband 1

Contributions internationales à la Morphologie des versants

Internationale Beiträge zur Hang- und Wandformung

International Contributions to the morphology of slopes

EDITE PAR
P. BIROT, PARIS / P. MACAR, LIÈGE
PRESIDENTS DE LA COMMISSION POUR L'ETUDE DES VERSANTS
DE L'UNION GEOGRAPHIE INTERNATIONALE

UNIVERSITY OF ARIZONA
NOV 27 19[illegible]
LIBRARY

SCHRIFTLEITUNG HANNA BREMER, GÖTTINGEN

GB
406
I 6

GEBRÜDER BORNTRAEGER BERLIN-NIKOLASSEE

Zeitschrift für Geomorphologie
Annals of Geomorphology Annales de Géomorphologie

HERAUSGEGEBEN VON **H. MORTENSEN, GÖTTINGEN** IN GEMEINSCHAFT MIT
H. P. BAKKER, AMSTERDAM / A. CAILLEUX, PARIS / N. NIELSEN, KØBENHAVN
R. J. RUSSELL, BATON ROUGE / H. SPREITZER, WIEN / F. E. ZEUNER, LONDON

Supplementband 1

Contributions internationales à la Morphologie des versants

Internationale Beiträge zur Hang- und Wandformung

International Contributions to the morphology of slopes

EDITE PAR
P. BIROT, PARIS / P. MACAR, LIÈGE
PRESIDENTS DE LA COMMISSION POUR L'ETUDE DES VERSANTS
DE L'UNION GEOGRAPHIE INTERNATIONALE

SCHRIFTLEITUNG HANNA BREMER, GÖTTINGEN

1960

GEBRÜDER BORNTRAEGER BERLIN-NIKOLASSEE

Vorwort

In einer Sitzung der Commission pour l'étude des versants in Liège (Lüttich) im Juni 1959, an der ich als Mitglied und Sekretär der Kommission teilnahm, hatte ich es übernommen, den für den Internationalen Geographen-Kongreß 1960 vorgesehenen Kommissions-Rapport im Rahmen der Zeitschrift für Geomorphologie zu drucken. Für das Vertrauen und die Ehre, die die Kommission dadurch mir, der Zeitschrift für Geomorphologie und nicht zuletzt der deutschen Geographie erwiesen hat, darf ich auch hier meinen verbindlichen Dank aussprechen.

Die Zahl und noch viel mehr die Länge der Beiträge zum Rapport wurden größer als anfangs vorgesehen. Zu Kürzungen konnten wir uns jedoch nicht entschließen, da dadurch der hohe wissenschaftliche Gehalt der Beiträge gemindert worden wäre. Da wir gleichzeitig die von den Verfassern gewünschte Ausstattung mit Bildern, Karten und Textfiguren möglichst nicht hinter der sonstigen Ausstattung der Zeitschrift für Geomorphologie zurückstehen lassen wollten, schwoll der Gesamtumfang des Rapports über Erwarten an. Er hätte den Umfang der Zeitschrift gesprengt und insbesondere den Druck der zahlreichen anderen, bei der Zeitschrift für Geomorphologie vorliegenden Manuskripte zeitlich und sachlich allzusehr zurückgedrängt. Und zwar um so mehr, als die Zeitschrift für Geomorphologie inzwischen auch den Rapport der Commission on Karst Phenomena (Chairman Prof. Dr. H. Lehmann, Frankfurt) übernommen hatte.

Wir mußten uns daher entschließen, beide Rapports als *Supplement-Bände* der Zeitschrift für Geomorphologie zu drucken. Das entsprach auch viel besser dem Inhalt und der Bedeutung beider Rapports. Denn jeder behandelt umfassend ein gesondertes, wichtiges Teilgebiet der Geomorphologie nach dem neuesten Stande der Forschung. Als Ergebnis einer Zusammenarbeit der für die beiden Fragenkreise zuständigen internationalen Forscher dürften die Rapports somit auch einem weiteren Kreis interessant sein und sollten ihm daher möglichst leicht zugänglich gemacht werden. Der Charakter als *Supplement-Band* wird diesem Ziele, wie ich glaube, ganz besonders gut gerecht.

Dem deutschen *Bundesministerium des Innern* drücke ich meinen tief empfundenen Dank für den Zuschuß aus, durch den es den Druck beider Rapports ermöglicht hat, desgleichen den Herren Birot und Macar für den von ihnen besorgten Zuschuß zum Druck des Rapports der Hangforschungskommission. Die Buntkarte des Bergrutsches an der Mackenröder Spitze im Rapport *der Hangforschungs-Kommission* ist ein Geschenk der Akademie der Wissenschaften in Göttingen.

Für die Zeitschrift für Geomorphologie beginnt hiermit vielleicht eine neue Entwicklungsphase. Angeregt durch den Druck der beiden Rapports und ermutigt durch die bisherige Entwicklung der Zeitschrift denken wir daran, ihr auch weiterhin von Zeit zu Zeit geeignete Sammelschriften oder auch Einzelwerke als Supplement-Bände in zwangloser Folge hinzufügen. Herausgeber und Verlag hoffen, auch damit der Geomorphologie einen Dienst zu erweisen.

Namens der Herausgeber der Zeitschrift für Geomorphologie

Hans Mortensen, Göttingen (Deutschland)

Göttingen, im Mai 1960

Deuxieme Rapport de la Commisson

pour l'étude de l'Evolution des versants

préparé pour

le XIX Congrés international de Géographie, Norden

(Danemark — Finlande — Islande — Norvège — Suède)

Juillet/Août 1960

par

P. BIROT, Paris et **P. MACAR**, Liège

Commission des Versants

Composition de la Commission

A. — *Membres effectifs:*

Co-Présidents: P. Birot (France) et P. Macar (Belgique)

Secrétaire: H. Mortensen (Allemagne)

Membres: D. L. Linton (Grande Bretagne) et L. Solé Sabaris (Espagne)

B. — *Membres correspondents:*

Aziz N. Ab'saber (Brésil)
J. P. Bakker (Pays-Bas)
S. Errinc (Turquie)
F. H. Hjulström (Suède)
J. Hövermann (Allemagne)
A. Jahn (Pologne)
L. C. King (Afrique du Sud)
H. O'Reilly Sternberg (Brésil)
R. A. C. Savigear (Grande Bretagne)
A. Sestini (Italie)
H. Spreitzer (Autriche)
A. N. Strahler (USA)
J. Tricart (France)

Bureau du secrétaire de la commission:
Geographisches Institut, Göttingen (Allemagne), Herzberger Landstraße 2

Inhalt

MORTENSEN, H.: Vorwort zum Hangrapport II
Inhaltsverzeichnis V
BIROT, P., & MACAR, P.: Introduction VII
HOPKINS, D. M., & WAHRHAFTIG, C.: Annotated bibliography of English-language papers on the evolution of slopes under periglacial climates 1
TRICART, J.: Travaux récents de langue française sur la genèse des versants en milieu périglaciaire 9
ROUGERIE, G.: Sur les versants en milieux tropicaux humides 12
PISSART, A., & PIRLET, H.: Bibliographie des ouvrages techniques de langue française intéressant l'évolution des versants 19
HAGEDORN, H.: Arbeiten zur Hangabtragung und Hangformung unter periglazialen Bedingungen im deutschsprachlichen geomorphologischen Schrifttum 22
JAHN, A., ZORIN, L. W., & SEKYRA, J.: Evolution of Periglacial Slopes: Papers published in Slavonic languages 27
RAPP, A.: Literature on slope denudation in Finland, Iceland, Norway, Spitsbergen and Sweden (with 5 figures) 33
JAHN, A.: Some Remarks on Evolution of Slopes on Spitsbergen (with 7 figures) 49
MALAURIE, J.: Gélifraction, éboulis et ruissellement sur la côte nord-ouest du Groenland 59
BAKKER, J. P.: Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes (with 9 figures) 69
DE BÉTHUNE, P., & MAMMERICKX, J.: Etudes clinométriques du laboratoire géomorphologique de l'Université de Louvain (Belgique) (avec 4 figures aux planches) 93
MORTENSEN, H.: Zur Theorie der Formenentwicklung freier Felswände (mit 1 Figur und 4 Abbildungen) 103
MORTENSEN, H.: Neues über den Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze und über die holozäne Hangformung an Schichtstufen im mitteleuropäischen Klimabereich (mit 5 Abbildungen und 1 farbigen Tafel) 114
MACAR, P., & FOURNEAU, R.: Relations entre versants et nature du substratum en Belgique 124
MACAR, P., & LAMBERT, J.: Relations entre pentes des couches et pentes des versants dans le Condroz (Belgique) 129
BOUT, P., DERRUAU, M., FEL, A.: Utilisation des cônes et des coulées volcaniques du Massif Central français pour évaluer le recul des versants cristallins (avec 3 figures) 133
GUILLIEN, Y.: Monographie d'une paroi de sablière, 1935—1959 (avec 4 figures) 140
SAVIGEAR, R. A. G.: Slopes and hills in West Africa (with 3 figures on plates) 156
COQUE, R.: L'évolution des versants en Tunisie présaharienne 172
DUMANOWSKI, B.: Notes on the Evolution of Slopes in an Arid Climate (with 9 figures) .. 178
KNETSCH, G.: Über aride Verwitterung unter besonderer Berücksichtigung natürlicher und künstlicher Wände in Ägypten (mit 10 Abbildungen) 190
HÖVERMANN, J.: Schollenrutschungen und Erdfließungen im nördlichen Elburs (Iran) (mit 2 Karten auf Tafeln) 206
SPREITZER, H.: Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus (mit 13 Bildern und 3 Karten) 211
PISSART, A.: Activités du laboratoire de géographie physique de l'université de Liège relatives à l'étude des versants 237
BIROT, P.: Recherches en cours au Laboratoire de Géomorphologie de l'Institut de Géographie de Paris 238
TRICART, J.: Expériences de désagrégation de roches granitiques par la cristallisation du sel marin 239

Anschriften der Mitarbeiter: Prof. Dr. J. P. Bakker, Physisch-Geografisch Laboratorium, p/a Koninklijk Instituut voor de Tropen, Mauritskade 63, Amsterdam/Niederlande; Prof. Dr. P. de Béthune, J. Mammerickx, Université de Louvain, Institut de Géologie, 10, rue St. Michel, Louvain/Belgique; Prof. Dr. P. Birot, Institut de Géographie de l'université, 191 rue St.-Jacques, Paris/Frankreich; R. Coque, Attaché au C. N. R. S., 63 bis rue Ramey, Paris 18/Frankreich; Prof. Dr. M. Derruau, L. Bout, A. Fel, Faculté des Lettres de Clermont-Ferrand, Puys-de-Dome/Frankreich; Y. Guillien, Attaché au C. N. R. S., 2 rue Edouard Quenu, Paris 5/Frankreich; Dr. H. Hagedorn, Geographisches Institut, Grunewaldstr. 35, Berlin/Deutschland; Prof. Dr. J. Hövermann, Bürgerstr. 23, Göttingen/Deutschland; Dr. D. M. Hopkins, U.S. Geological Survey, Alaskan Branch, University of Calif., Menlo Park, Calif./U. S. A.; Prof. Dr. A. Jahn, D. B. Dumanowski, Dr. L. W. Zorin, Instytut Geograficzny, Uniwersytetu Wroclawskiego, Pl. Uniwersytecki 1, Wroclaw/Poland; Prof. Dr. G. Knetsch, Geolog.-paläontolog. Institut d. Universität, Pleichertorstr. 34, Würzburg/Deutschland; Prof. Dr. P. Macar, R. Fourneau, J. Lambert, H. Pirlet, A. Pissart, Université de Liège, Institut de Géologie, 7, Place du XXAout, Liège/Belgique; Prof. Dr. J. Malaurie, Directeur d'Etudes, Centre d'Etudes Arctiques, 54 rue de Varenne, Paris VII/France; Prof. Dr. H. Mortensen, Keplerstr. 24, Göttingen/Deutschland; Dr. A. Rapp, Geografiska Institutionen vid Uppsala Universitet, Uppsala/Schweden; Prof. Dr. G. Rougerie, Maitre de Conférences, Faculté des Lettres, Besancon (Doubs)/France; Dr. R. A. G. Savigear, Lecturer, Dept. of Geography, University Sheffield 10/Great Britain; Dr. J. Sekyra, Ustredni Ustav Geologicky, Malostrawske Nomesti 19, Praha 1/C. S. R.; Prof. Dr. H. Spreitzer, Geogr. Institut der Universität, Wien 1/Österreich; Prof. Dr. J. Tricart, Laboratoire de Géographie physique, université de Strasbourg/France; Dr. C. Wahrhaftig, Dept. of Geology, University of California, Berkely, Calif./U. S. A.

"La communication de Mr. J. Tricart « Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil », accompagnée d'une carte en couleurs, n'ayant pu être insérée dans ce rapport, fera l'objet d'une publication très prochaine".

Alle Rechte, auch die der Übersetzung, des Nachdrucks, der photomechanischen Wiedergabe und der Herstellung von Mikrofilmen von Teilen oder im ganzen sind vorbehalten

© 1960 by Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee

Druck: Felgentreff & Co., Berlin SW 61, Zossener Straße 55

Printed in Germany

Introduction

Le premier rapport de la Commission pour l'étude des versants, paru en 1956, avait groupé dans ses 150 pages un grand nombre d'études relatives à l'évolution des pentes, et élaboré un projet de programme. Le présent rapport comporte une centaine de pages en plus, tout en gardant un nombre sensiblement égal de travaux. Ceux-ci sont donc, en général, plus développés; en outre, il y a plus de figures et des photos apparaissent. Ce rapport forme un volume assez important et bien illustré, qui apporte sans nul doute une documentation abondante, précieuse et variée.

Sans doute ne peut-on dire que le programme que s'était fixé la Commission pour la période 1956–60 ait été intégralement accompli. Ce programme prévoyait tout d'abord la poursuite du *travail bibliographique* déjà sérieusement entamé par le premier rapport. Sept nouvelles listes bibliographiques viennent s'ajouter ici aux sept déjà parues. Malgré tout, il subsiste encore des lacunes, et si notamment une abondante bibliographie est donnée sur l'évolution des pentes en milieu périglaciaire, par contre, la littérature technique relative à l'évolution des versants est encore très peu fournie. Dans ce cas particulier, la besogne déjà peu attrayante, encore que bien utile pour tous, que représente l'élaboration d'une bibliographie, est rendue plus malaisée, suite au grand nombre de revues à consulter, dont beaucup d'accès difficile à partir de nos laboratoires, et au véritable travail de prospection à faire parmi elles, travail qui donne trop souvent des résultats décevants.

L'étude de versants échantillons, objet de plusieurs travaux dans le premier rapport, est représentée cette fois par une contribution de Y. Guillien. Un travail sur l'altération des monuments anciens (Knetsch), ainsi que des renseignements sur l'activité de quelques laboratoires, répondent comme l'étude précédente à des points bien déterminés de notre programme. Les autres travaux étudient notamment l'évolution des pentes dans des conditions climatiques déterminées (Dumanowski, Bakker) ou dans certaines régions, souvent à climats typiques (Afrique Occidentale, Tunisie, Groenland, Spitzberg). Enfin, divers problèmes particuliers sont envisagés: évaluation du recul des versants, modifications subies par des blocs isolés, glissements de terrain, relations entre pente et nature ou allure des couches du substratum, résultats détaillés de mesures de pente en relief tabulaire ou appalachien. En somme, tous ces travaux s'efforcent de faire ressortir l'action de divers facteurs influant sur les pentes, que ces facteurs soient traités isolément ou que l'on étudie leur action d'ensemble dans une région choisie. Si l'on note en outre que des procédés statistiques sont utilisés dans plusieurs travaux, on pourra se convaincre, en relisant le programme proposé il y a quatre ans, que le présent rapport reflète, en un large éventail, la plupart des questions et méthodes dont l'étude était alors préconisée.

Sans doute reste-t-il beaucoup à faire, et il apparaît absolument indispensable que la Commission puisse poursuivre son activité. L'étude des versants présente

une importance cruciale dans tout problème d'évolution du relief. Pendant longtemps, elle a fait surtout l'object de spéculations théoriques, ou basées sur un nombre restreint d'observations qualitatives. Sans doute la surface totale couverte par les versants est-elle, tellement étendue, et les facteurs qui affectent ces versants et leurs pente tellement divers et variés, que l'analyse détaillée de ce qui ne pouvait être qu'un nombre de cas infime au regard de l'ensemble pouvait paraître futile, ou du moins non rentable. En outre, l'interprétation des résultats de centaines ou de milliers de mesures exigeait des procédés statistiques dont l'usage n'était pas répandu dans notre discipline.

Mais les points de vue changent progressivement. Aux grands schémas évolutifs d'il y a quelques décades, au désir d'expliquer grâce à eux les reliefs régionaux, succède peu à peu un intérêt croissant pour la vérification poussée des hypothèses de base, pour l'aspect quantitatif des phénomènes, pour des travaux qui gagnent en profondeur ce qu'ils perdent en surface. Par contre, l'importance croissante accordée aux actions climatiques accroît encore la diversité des problèmes des pentes, auxquels on prête néanmoins une attention grandissante.

Ce sont ces tendances nouvelles qui ont suscité la création d'une Commission des versants, qui devait leur servir de catalyseur, et aussi grouper et orienter les efforts dispersés. Le premier rapport de cette Commission a montré les orientations possibles et souhaitables, exposé les méthodes, groupé un bon nombre de résumés de travaux ou de compte rendus succints, fourni l'outil bibliographique.

Mais on est loin de pouvoir conclure, et il serait même malaisé de dresser une synthèse des résultats acquis. La diversité des problèmes fait que chacun a été l'object de peu recherches, la complexité due à l'intervention de nombreux facteurs rend les progrès assez lents. Le rassemblement des bonnes volontés, et le fait que presque toutes les possibilités de recherche sont représentées dans ce rapport sont un éloquent témoignage de l'utilité de ce genre de publications.

Mais l'ampleur du sujet impose un effort de longue haleine, et il faut, de toute nécessité, le poursuivre si l'on veut recueillir les fruits de l'important travail déjà accompli.

Peut-être n'est-il pas inutile d'évoquer ici quelques problèmes qui restent à résoudre. Comment, dans les versants rectilignes de type périglaciaire, l'accroissement de la nappe de débris vers le bas n'entraîne-t-il pas automatiquement le développement de convexités? – Quels sont les facteurs qui, dans les climats tropicaux humides, rompent un régolithe cohérent malgré sa richesse en argile, permettant ainsi sa mobilisation sur les pentes des bornhardts? Quel sont les types de versants et de climats où le débit solide de versant croît plus vite que le débit liquide lorsqu'on se déplace vers le bas? – Peut-on quantifier de façon pas trop compliquée le débit solide entraîne par solifluction, par ruissellement? Au cours des enquêtes sur le concret, il est nécessaire de garder constamment présentes à l'esprit ces questions importantes, sous peine d'errer sans but dans le labyrinthe de la forêt du réel.

P. Macar P. Birot

Annotated bibliography of English-language papers on the evolution of slopes under periglacial climates[1)]

David M. Hopkins [2)] & Clyde Wahrhaftig [3)]

Introduction

Part I of this bibliography lists papers appearing between 1949 and 1959 that are explicitly concerned with the evolution and morphology of slopes in regions that have now or have had in the past a frost climate (Troll, 1958). It includes papers discussing the rates and mechanisms of mass-movement, papers discussing methods of measuring the slow downslope movement of soil particles on slopes, papers concerned with the interaction between vegetation and solifluction under present and past climates, and papers that note the geographic and altitudinal distribution of solifluction under present and past climates. A few papers are included that deny the periglacial origin of certain features that other workers have considered useful indicators of periglacial climates (cf. Linton, 1955). Part I does not include papers concerned primarily with the nature, distribution, and mode of origin of permafrost, patterned ground, or frost rubble, nor papers devoted chiefly to evidence concerning the present and past distributions of periglacial climates.

Annotations are omitted for papers that were not available to us and for a few short papers whose titles are self-explanatory.

Part II consists of a short list of papers having extensive bibliographies on the earlier literature on the evolution and morphology of slopes in regions having a periglacial climate and papers summarizing the vast literature on permafrost, patterned ground, frost action, and the former and present extents of periglacial climates.

Part I: Recent papers on the evolution of slopes in periglacial regions

Baulig, Henri, 1957: Peneplains and Pediplains (translated from the French by C. A. Cotton): Geol. Soc. America Bull., v. 68, p. 913—930.
Includes a discussion (p. 926—928) on slope evolution in periglacial or "cryergic" regions.

(1) Publication authorized by the Director, U. S. Geological Survey.

(2) U. S. Geological Survey, Menlo Park, California.
(3) Department of Geology, University of California, Berkeley, California.

BRYAN, KIRK, 1949: The geologic implications of cryopedology: Jour. Geology, v. 57, p. 101—104.

CONALLY, A. P., GODWIN, H., & MEGAW, E. M., 1950: Studies in the post-glacial history of British vegetation. XI. Late glacial deposits in Cornwall: Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B., no. 615, v. 234, p. 397—469.
Includes description of late-glacial solifluction layers, dated by pollen contained in interstratified peat.

COTTON, C. A., 1951: Atlantic gulfs, estuaries, and cliffs: Geol. Mag., v. 88. p. 113—128.
Discusses role of solifluction in the evolution of convex "two-storey" sea cliffs.

COTTON, C. A., 1958: Alternating Pleistocene morphogenetic systems: Geol. Mag., v. 95, p. 125—136.
Contrasts periglacial or "cryergic" landscapes with those formed by normal stream erosion; presents evidence that Wellington, New Zealand area had once had a smooth "cryergic" landscape and that gullies causing the existing fine-textured relief are very young.

COTTON, C. A., & TE PUNGA, M. T., 1955a: Solifluxion and periglacially modified landforms: Roy. Soc. N. Z. Trans., v. 82, p. 1001—1031.
Ancient solifluxion deposits, described in detail here, are found on slopes of 5°—35° in southwest Wellington, New Zealand; the minor relief features of the area have been modified by and possibly created by intense solifluction during the last glacial interval.

COTTON, C. A., & TE PUNGA, M. T., 1955b: Fossil gullies in the Wellington landscape: N. Z. Geographer: v. 11, p. 72—75.
Ancient gullies recognized in artifical excavations are filled with solifluction deposits.

DE HAAS, E., 1953: A method for measuring the movement of rocks and glaciers with simple equipment: Arctic, v. 6, p. 260—262.

DENNY, C. S., 1951: Pleistocene frost action near the border of the Wisconsin drift in Pennsylvania: Ohio Jour. Sci., v. 51, p. 116—125.
A rubble mantle transported during the Wisconsin glacial interval covers slopes adjacent to the Wisconsin Drift Border; pre-Wisconsin regolith was removed from upland. areas. (Treated more fully in Denny, 1956).

DENNY, C. S., 1952: Late Quaternary geology and frost phenomena along Alaska Highway, northern British Columbia and southeastern Yukon: Geol. Soc. America Bull., v. 63, p. 883—922.
Distribution and description of periglacial microrelief; brief discussion of slope evolution and morphology.

DENNY, C. S., 1956: Surficial geology and geomorphology of Potter County, Pennsylvania: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 288, 72 p.
Discusses periglacial slope processes along Wisconsin Drift Border; rubble of periglacial origin is thickest and most extensive within 10 miles of the drift border; periglacial mass-movement of deeply weathered regolith that formed during preceding interglacial intervals lowered surface of Alleghany Plateau about 10 feet during each glacial stage.

DENNY, C. S., 1958: Surficial geology of the Canaan area, New Hampshire: U. S. Geol. Survey Bull. 1061-C, p. 73—101.
Describes and illustrates some inactive solifluction features (p. 92—95).

* DRURY, G. H., 1954: Weather, climate, and river erosion in the Ice Age: Sci. News no. 33, p. 65—88, London, Penguin Books.
* Not examined

DRURY, W. H., 1956: Bog flats and physiographic processes in the upper Kuskokwim River region, Alaska: Gray Herbarium Contr. 178, 130 p.
Analysis of landscape evolution in lowlands having taiga vegetation. Extensive bibliography on subarctic bogs, strängemoore, etc.

FISHER, F. J. F., 1952: Observations on the vegetation of screes in Canterbury, New Zealand: Jour. Ecology, v. 40, p. 156—167.
Discusses mechanics and rate of mass movement on some scree slopes; character of some typical plants found on the screes reflects intensity of mass movement.

FITZPATRICK, E. A., 1956: Progress report on the observations of periglacial phenomena in the British Isles: Biul. Peryglacjalny, v. 4, p. 99—115.
Summary with bibliography of recent studies (mostly 1940—1956) of ancient and contemporary periglacial features in Britain.

Fitzpatrick, E. A., 1958: An introduction to periglacial geomorphology in Scotland: Scottish Geog. Mag., v. 74, p. 28—36.
Description for laymen of periglacial phenomena and processes that sculpture slopes in periglacial regions.

Flint, R. F., 1957: Glacial and Pleistocene geology: Wiley and Sons, New York, 553 p.
Chapter 11 (Frozen-ground phenomena, p. 195—206) summarizes distribution and nature of periglacial phenomena.

Flint, R. F., & Denny, C. S., 1958: Quaternary geology of Boulder Mountain, Aquarius Plateau, Utah: U. S. Geol. Survey Bull. **1061-D**, p. 103—164.
Describes extensive landslides, rock glaciers, and talus around the borders of an 11 000-foot plateau capped by lava flows and underlain by soft sediments.

Frost, R. E., 1952: Interpretation of permafrost features from airphotos: in Frost Action in Soils: Highway Res. Bd. Spec. Rept. **2**, p. 223—246.
Includes discussion of criteria for recognition of areas of active solifluction from airphotos.

Goddard, Alain, 1959: Contemporary periglacial phenomena in western Scotland: Scottish Geog. Mag., v. **75**, p. 55.

Gradwell, M. W., 1954: Soil frost studies at a high-country station, I: N. Z. Jour. Sci. Tech., Sec. B., v. **36**, p. 240—257.
Study of the detailed effect of needle-ice, formed during brief freezing cycles, upon soil structure and vegetation.

* Gradwell, M. W., 1955: Soil frost studies at a high-country station, II: N. Z. Jour. Sci. Sec. B., v. **37**, p. 267—275.
* Not examined.

Gradwell, M. W., 1957: Patterned ground at a high-country station: N. Z. Jour. Sci. Tech., Sec. B., v. **38**, no. 8.
Small-scale stone polygons and stripes are formed as result of development of needle-ice in the soil during oft-repeated short cycles of freezing and thawing; includes observations of rates of downhill migration of painted rocks as result of frost action.

Hanson, H. C., 1950: Vegetation and soil profiles in some solifluction and mound areas in Alaska: Ecology, v. **31**, p. 606—630.

Henderson, E. P., 1956: Large nivation hollows near Knob Lake, Quebec: Jour. Geology, v. **64**, p. 607—616.
Niches, now stable, evidently formed by accelerated frost-weathering and solifluction during «little ice age.» Factors localizing the niches, and evolution of the niches discussed in fair detail.

Hopkins, D. M., 1949: Thaw lakes and thaw sinks in the Imuruk Lake area, Seward Peninsula, Alaska: Jour. Geology, v. **57**, p. 119—131.
Includes brief discussion of denudation of soil-covered slopes by development of thaw depressions.

Hopkins, D. M., & Giddings, J. L., 1953: Geological background of Iyatayet archaeological site, Cape Denbigh, Alaska: Smithsonian Pub. **4110**, 35 p.
A thin layer of cultural material has been intensely contorted by solifluction.

Hopkins, D. M., & Sigafoos, R. S., 1951: Frost action and vegetation patterns on Seward Peninsula, Alaska: U. S. Geol. Survey Bull. **974-C**, p. 51—100.
Includes discussion of mechanics of mass movement and of the resulting microrelief; speculates on probable differences in detailed slope morphology during glacial and interglacial intervals.

Jeness, J. L., 1952: Erosive forces in the physiography of western Arctic Canada: Geog. Rev., v. **42**, p. 238—252.
Review of the mechanisms and relative importance of various processes of denudation; emphasizes importance of snow banks in ravines as an aid in maintaining summer-long flow in small, incised streams.

Joyce, J. R. F., 1950: Stone runs of the Falkland Islands: Geol. Mag., v. **87**, p. 105—116.
A reinterpretation of Andersson's classic «stone rivers», ascribing them to frost-riving in situ accompanied by slight downslope movement rather than to long-distance transport by solifluction.

JUDSON, SHELDON, 1949: Rock-fragment slopes caused by past frost action in the Jura Mountains (Ain), France: Jour. Geology, v. **57**, p. 137—142.
Partially cemented openwork rubble mantling slopes is ascribed to frost action during the last glaciation.

JUDSON, SHELDON, & ANDREWS, G. W., 1955: Pattern and form of some valleys in the Driftless Area, Wisconsin: Jour. Geology, v. **63**, p. 328—336.
Argues that asymmetric valleys in the Driftless Area are not evidence of former presence of permafrost (see Smith, 1949b).

KELLAWAY, G. A., & TAYLOR, J. A., 1953: Early stages in the physiographic evolution of a portion of the East Midlands: Quarterly Jour. Geol. Soc. London, v. **103**, p. 343—367.
Includes a re-evaluation of large-scale superficial structures (cambers, valley bulges, etc.) and ascribes them to expansion and later collapse during development and later thawing of permafrost.

KING, C. A. M., 1956: Scree profiles in Iceland: 1st Rapport Comm. pour l'Etude Versants, Int. Geog. Union, p. 124—125.

LINTON, D. L., 1955: The problem of tors: Geog. Jour., v. **121**, p. 471—487.
Tors defined, described, classified, ascribed to exhumation of fresh cores in deeply weathered granite rather than to periglacial processes (see Pullan, 1949, and Te Punga, 1957, for partly opposing views).

LUNDQVIST, G., 1949: The orientation of the block material in certain species of flow earth: Geografiska Annaler, v. **31**, p. 335—347.
Stones in flow-earth have their long axes parallel to the direction of movement until they reach the front of the moving body or until movement is stopped by an obstruction, whereupon they turn to normal to their previous position. Orientation of boulders can be used to determine whether there has been flow-earth movement in glacial till after deposition.

MILLER, R., COMMON, R., & GALLOWAY, R. W., 1954: Stone stripes and other surface features of Tinto Hill: Geog. Jour., v. **120**, p. 216—219.

MITCHELL, G. F., 1951: The Pleistocene period in Ireland: Meddel. Dansk Geol. Forenning., v. **12**, p. 111—114.
Includes brief discussion of widespread solifluction deposits formed on glacial deposits of Riss age during Würm glacial interval (p. 112).

PARIZEK, E. J., & WOODRUFF, J. F., 1957a: A clarification of the definition and classification of soil creep: Jour. Geology, v. **65**, p. 653—656.

PARIZEK, E. J., & WOODRUFF, J. F., 1957b: Mass-wasting and the deformation of trees: Am. Jour. Sci., v. **225**, p. 63—70.
Deformed tree trunks do not necessarily indicate active mass-wasting on the slopes on which they are found.

PATERSON, T. T., 1951: Physiographic studies in North West Greenland: Meddel. om Grønland, v. **151**, no. 4, 60 p.
Includes a detailed description of mechanisms of solifluction and nivation, and an analysis of landscape development where these processes dominate.

PELTIER, L. C., 1949: Pleistocene terraces of the Susquehanna River, Pennsylvania: Pennsylvania Topographic and Geological Survey Bull. G-**23** (4th ser.), 158 p.
Describes congeliturbate, solifluction slopes, and block fields of Late Wisconsin age (p. 48—74).

PELTIER, L. C., 1950: The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology: Annals Assoc. Am. Geographers, v. 40, p. 214—236.
Classifies the land areas of the world into "morphogenetic regions" based on average annual temperature and rainfall; describes the periglacial cycle (in regions having mean annual temperature below 30° F) and gives evidence for periglacial activity.

PITCHER, W. S., SHEARMAN, D. J., & PUGH, D. C., 1954: The loess of Pegwell Bay, Kent, and its associated frost soils: Geol. Mag., v. **91**, p. 308—314.
Reports solifluction deposits beneath loess (p. 312).

PULLAN, R. A., 1959: Tors: Scottish Geog. Mag., v. **75**, p. 51—55.
Refined definition and classification of tors; draws distinction between those formed by periglacial processes and those formed by exhumation of fresh cores in deeply weathered granite terrains (see Linton, 1955).

Raup, H. M., 1951: Vegetation and cryoplanation: Ohio Jour. Sci. v. 51, p. 105—113.
Discusses frost action and solifluction in boreal regions and its effect on the vegetation; presents evidence that slopes in New England were modified by extensive "cryoplanation" at the end of the Wisconsin glacial stage.

Richmond, G. M., 1953: Pleistocene field conference in Rocky Mountain National Park, Colo.: Science, v. 117, p. 177—178.
Distribution of microfeatures resulting from frost action in alpine environment in the Rocky Mountains.

Rockie, W. A., 1951: Snowdrift erosion in the Palouse: Geog. Rev., v. 41, p. 457—463.
Asymmetrical slopes in southeastern Washington (U. S. A.) result from accumulation of snowdrifts on lee side of ridges.

Roots, E. F., 1954: Geology and mineral deposits of Aiken Lake map area, British Columbia: Geol. Survey Canada Mem. 274, 246 p.
Includes excellent discussion of rock glaciers.

Roy, C. J., & Hussey, K. M., 1952: Mass-wasting on Table Mountain, Fremont County, Colo.: Am. Jour. Sci., v. 250, p. 35—45.
Talus slumping and rock creep are active on a large scale at the present time; block slumping may have been more prominent in past humid (pluvial?) climates; mechanisms of mass-wasting are discussed.

Rudberg, Sten, 1958: Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden: Geol. Foren. Stockholm Förhandl., v. 80, p. 114—125.
Contains some absolute measurements of rate of solifluction and extensive studies of boulder orientation due to mass movement in till; mass movements may be in progress at present time in forested regions as well as in tundra regions in Sweden; movement is largely limited to layer less than 0,5 m. thick.

Sager, R. C., 1951: Aerial analysis of permanently frozen ground: Photogramm. Eng., v. 17, p. 551—571.
Includes a discussion of criteria for recognizing areas of "soil creep" (solifluction), (p. 565—567).

Sekyra, Josef, 1956: The development of cryopedology in Czechoslovakia: Biul. Peryglacjalny, v. 4, p. 351—369.
Review of Czech literature; contains only peripheral discussion of solifluction or other slope phenomena.

Shotton, F. W., & Wilcockson, W. H., 1951: Superficial valley folds in an opencast working of the Barnsley Coal: Proc. Yorkshire Geol. Soc., v. 28, p. 102—111.
Valley folds involving coal, fireclay, shale, and the older of two series of alluvial gravel are ascribed to slump and downslope creep of saturated bedrock during thawing of perennially frozen ground; the superficial folds are truncated by undeformed younger gravel.

Sigafoos, R. S., 1951: Soil instability in tundra vegetation: Ohio Jour. Sci., v. 51, p. 281—298.
Includes discussion of effects of solifluction upon plant communities and significance for the concept of climax vegetation.

Sigafoos, R. S., 1952: Frost action as a primary factor in tundra plant communities: Ecology, v. 33, p. 480—487.
Includes discussion of interaction of vegetation and mass movement in the soil.

Sigafoos, R. S., & Hopkins, D. M., 1952: Soil instability on slopes in regions of perennially frozen ground: in Frost Action in Soils, Highway Res. Board Spec. Rept. 2, p. 176—192.
Discusses mechanics of mass-wasting, origin and significance of resulting microrelief.

Smith, H. T. U., 1949a: Physical effects of Pleistocene climatic changes in non-glaciated areas: eolian phenomena, frost action, and stream terracing: Geol. Soc. America Bull., v. 60, p. 1485—1616.
Includes review of literature on solifluction and landscape evolution. Large bibliography.

Smith, H. T. U., 1949b: Periglacial features in the driftless area of southern Wisconsin: Jour. Geology, v. 57, p. 196—215.
Presents evidence for extensive frost action and solifluction during glacial intervals (see Judson, 1949 for a partly conflicting point of view).

Smith, H. T. U., 1953: The Hickory Run boulder field, Carbon Country, Pennsylvania: Am. Jour. Sci., v. 251, p. 625—642.
Large boulder field just outside Wisconsin drift border ascribed to periglacial solifluction and later flushing of fines.

STEVENS, G. R., 1957: Solifluction phenomena in the Lower Hutt area: N. Z. Jour. Sci. Tech., Sec. B, v. 38, p. 279—296.
Extensive unsorted mantle at altitudes ranging from sea level to 1,000 feet near Wellington, New Zealand (Lat. 42° S) ascribed to solifluction in a periglacial climate.

STOUT, B. J., 1952: Species distribution and soils in the Harvard Forest: Harvard Forest Bull. 24, 29 p.
Terraces and bouldery areas in the Harvard Forest (western Massachusetts) are products of downhill creep in a periglacial climate after the retreat of the last ice sheet. Cross sections through microrelief features are illustrated; the microrelief features localize the present-day vegetation.

TAYLOR, B. W., 1955: Terrace formation on Macquarie Island: Jour. Ecology, v. 43, p. 133—137.
Dissimilar soil terraces on windward and leeward slopes are ascribed to interaction of vegetation and a creeping soil mantle.

*TE PUNGA, M. T., 1956: Altiplanation terraces in Southern England: Biul. Periglacjalny, v. 4, p. 331—338.
* Not examined.

TE PUNGA, M. T., 1957: Periglaciation in Southern England: Tijds. K. Neder. Aardijksk. Gen. Amsterdam, v. 17, p. 401—412.
Describes evidence of former periglacial climate, character of resulting landscape; speculates on stages of evolution of convex valley slopes and sea cliffs.

THOMPSON, H. R., 1953: Geology and geomorphology in Southern Nordaustlandet (North-east Land) Spitzbergen: Proc. Geol. Assoc., v. 64, p. 293—311.
Includes description of results of frost-weathering in various sites and on various bedrock lithologies.

TROLL, CARL, 1958: Structure soils, solifluction, and frost climates of the earth: U. S. Army, Snow, Ice, and Permafrost Res. Estab., Translation 43, 121 p.
Translation by H. E. WRIGHT and associates of TROLL's classic „Strukturboden, Solifluktion, und Frostklimate der Erde": Geol. Rundschau, v. 34, p. 545—694 (1944).
Relates solifluction phenomena to certain climatic conditions. Excellent bibliography.

WAHRHAFTIG, CLYDE, 1949: The frost-moved rubbles of Jumbo Dome and their significance in the Pleistocene chronology of Alaska: Jour. Geology, v. 57, p. 216—231.
Sheets of rubble were detached by frost-riving and moved as much as a mile downslope by solifluction during several glacial intervals; the older sheets were dissected by stream erosion during interglacial intervals.

WAHRHAFTIG, CLYDE, 1958: Quaternary and engineering geology in the central part of the Alaska Range; part A. Quaternary geology of the Nenana River valley and adjacent parts of the Alaska Range: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 293, p. 1—66.
Distribution of talus, congeliturbate, and landslide deposits in part of Alaska Range; active solifluction and creep generally confined to altitudes above 4,500 feet although entire area is permafrost (p. 57—60).

WAHRHAFTIG, CLYDE, & BLACK, R. F., 1958: Quaternary and engineering geology in the central part of the Alaska Range; part B. Engineering geology along part of the Alaska Railroad: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 293, p. 69—118.
Landslides in glacial sediments resulting from thawing of permafrost are described; their rate of flow was measured.

WAHRHAFTIG, CLYDE, & BIRMAN, J. H., 1954: Stripping-coal deposits on lower Lignite Creek, Nenana Coal Field, Alaska: U. S. Geol. Survey Circ. 310, 11 p.
Landslides on canyon walls of poorly consolidated but perennially frozen Tertiary rocks make up as much as 20% of area and move on slopes as gentle as 3°—5°. Structural controls are described (p. 4—5 and 10).

WAHRHAFTIG, CLYDE, & COX, ALLEN, 1959: Rock glaciers in the Alaska Range: Geol. Soc. America Bull. v. 70, p. 383—436.
Rock glaciers are shown to move through flow of interstitial ice. The climatic zone in which they are active is defined. The rate of erosion of cirque walls by frost-weathering and rock fall, measured by the rate of growth of rock glaciers, is found to be as much as 1—3 feet per century and to have averaged 1/4—1 foot per 1,000 years in post-Wisconsin time.

WASHBURN, A. L., 1956: Classification of patterned ground and review of suggested origins: Geol. Soc. America Bull., v. 67, p. 823—866.
Includes discussion of role of solifluction in producing patterned ground.

WATT, A. S., 1955: Stone stripes in Breckland, Norfolk: Geol. Mag., v. **92**, p. 173—174.

WILLETT, R. W., 1950: The New Zealand Pleistocene snow line, climatic conditions, and suggested biologic effects: N. Z. Jour. Sci. Tech., Sec. B, v. **32**, no. 2, p. 18—48.
Includes an estimate of the extent of periglacial climate in New Zealand during glacial intervals, and a brief discussion of the probable character of the periglacial landscape.

WILLIAMS, P. J., 1957a: Some investigations into solifluction features in Norway: Geog. Jour., v. **23**, p. 42—55.
Description of solifluction features and of equipment used to study motion, moisture relations; mathematical analysis of various modes of origin.

WILLIAMS, P. J., 1957b: The direct recording of solifluction movements; Am. Jour. Sci., v. **255**, p. 705—715.
Description of a probe for recording small mass-movements; summary of the results of study of an active solifluction area.

WILLIAMS, P. J., 1959a: An investigation into processes occuring in solifluction: Am. Jour. Sci., v. **257**, p., 481—490.
Quantitative study of temperature, density, pore pressure, and amount of movement in soil in an area of active solifluction.

WILLIAMS, P. J., 1959b: Frozen ground phenomena: in Field Research in Labrador-Ungava, Ann. Rept., 1957—1958 of McGill Sub-Arctic Res. Lab., p. 68—70 (mimeographed).
Brief statement of proposal to study slow ground movements by repeated measurement of polyethylene tubes inserted in ground.

WILSON, J. W., 1952: Vegetation patterns associated with soil movement on Jan Mayen Island: Jour. Ecology, v. **40**, p. 249—264.
Semiquantitative study of distribution, soil characteristics, and vegetation found on a variety of terraced, striped, and tonguelike microrelief forms resulting from solifluction; includes numerous cross sections through the various microrelief features.

WOOLRIDGE, S. W., 1950: Some features in the structure and geomorphology of the country around Fernhurst, Sussex: Geol. Assoc., Proc. v. **61**, p. 165—190.
Large dislocations of bedded rocks ascribed to landslips induced in a periglacial climate during early Pleistocene time.

YARDLEY, D. H., 1951: Frost-thrusting in the Northwest Territories: Jour. Geology, v. **59**, p. 65—69.
Frost riving and displacement of large blocks in glaciated outcrops described.

ZEUNER, F. E., 1949: Frost soils on Mount Kenya: Jour. Soil Sci., v. **1**, p. 20—30.
Brief description of soil composition and microrelief forms in area of active solifluction.

Part II: Summaries and bibliographies of the older literature on permafrost, patterned ground, frost action, and slope evolution in periglacial regions.

ANTEVS, ERNST, 1932: Alpine zone of Mount Washington Range: 118 p., Auburn, Maine.
Classic discussion of frost-weathering, creep and solifluction, with a bibliography of all important papers published before 1932 (p. 34—70, 105—108).

BIRD, J. B., 1959: Recent contributions to the physiography of Northern Canada: Zeitschr. Geomorph., N. F. v. **3**, p. 151—174.
Includes discussion of patterned ground and effects of frost action with bibliography of recent Canadian studies on these subjects.

BLACK, R. F., 1954: Permafrost — a review: Geol. Soc. America Bull. v. **65**, p. 839—855.
Lists all important literature on permafrost published before 1956.

BRYAN, KIRK, 1946: Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature: Amer. Jour. Sci., v. **244**, p. 622—642.

DEEVEY, E. S., 1949: Biogeography of the Pleistocene: Geol. Soc. America Bull. v. **60**, p. 1315—1416.
Includes lengthy discussion of former distribution of tundra and taiga during last glacial interval. Exhaustive bibliography of literature prior to 1949.

DRURY, W. H., 1956: See part 1.

HACK, J. T., 1953: Geologic evidence of late Pleistocene climates: in Climatic Change, H. SHAPLEY, ed.: Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass.
Summary of BÜDEL's "Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas": Naturwiss. v. **36**, p. 105—112, 133—139 (1949); contains reconstruction of periglacial climates in Europe during the last glaciation.

JOHNSON, A. W., 1952: Frost action in roads and airfields: Highway Res. Board Spec. Rept. 1, 287 p.
Summarizes geologic and engineering literature on permafrost and frost action; bibliography is exhaustive but arranged chronologically rather than by author.
MANLEY, G., 1955: A climatological survey of the retreat of the Laurentide ice sheet: Am. Jour. Sci., v. 253, p. 256—273.
Includes semiquantitative estimates of seasonal temperatures in U. S. A. during late Wisconsin time. Good bibliography.
PELTIER, L. C., 1950: see Part I.
SHARPE, C. F. S., 1938: Landslides and related phenomena: a study of mass movements of soil and rocks: Columbia Univ. Press, 137 p.
Classification of mechanisms of mass movement and of resulting forms. Exhaustive bibliography of papers published before 1938.
SMITH, H. T. U., 1949: see Part I.
TABER, S., 1943: Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history: Geol. Soc. America Bull. v. 54, p. 1433—1548.
Extensive discussion of weathering and downslope movement of soil material.s
TROLL, CARL, 1958: see Part I.
WASHBURN, A. L., 1956: see Part I.

Travaux récents de langue française sur la genèse des versants en milieu périglaciaire

Par

J. Tricart (Strasbourg, France)

La présente revue bibliographique sera volontairement limitée aux travaux récents (postérieurs à 1951—1952). On trouvera, en effet, les références antérieures à 1955 dans J. Tricart, Carte des phénomènes périglaciaires quaternaires en France, Mém. Serv. Carte Géol. de France, Paris, 1956, in 4,40 p. et dans J. Tricart, Rapports de la Commission de Géomorphologie Périglaciaire, *France*, Biul. Perygl., n° 4, 1956, p. 117—138. Nous avons également restreint notre choix aux seules publications qui analysent les processus et éliminé, de la sorte, les nombreux travaux qui se contentent de signaler des manifestations périglaciaires ou de les dater. Par contre, nous avons retenu les travaux relatifs aux vallées dissymétriques, car leur genèse est affaire d'évolution de versants.

Nous analyserons d'abord les publications, peu nombreuses, qui portent sur des phénomènes actuels dans les zones froides, puis, par types de versants, les travaux beaucoup plus nombreux qui concernent des phénomènes quaternaires, en France pour la plupart.

1° Versants actuels en zone froide

Corbel (J.), 1954: Sols striés et éboulis ordonnés. Rev. Géom. Dyn., **V**, p. 31—33.
Les éboulis ordonnés montrent en coupe la disposition observée en plan dans les sols striés. Au Spitzberg, alternance, dans les éboulis actuels, de coulées de boue et de bandes de pierres. Mécanisme de leur formation. Genèse actuelle et conditions lithologiques des éboulis ordonnés au Spitzberg.

Derruau (M.), 1956: Les formes périglaciaires du Labrador-Ungava central comparées à celles de l'Islande centrale. Rev. Géom. Dyn., **VII**, p. 12—16.
Signale des replats goletz actuels en Ungava, dans des schistes. Analyse les conditions de leur formation et le rôle de la lithologie.

Lliboutry (L.), 1956: Observation d'éboulis à lits de limon en cours de formation et anciens dans les Andes de Santiago. C. R. Ac. Sc; Paris, **CCXLIII**, p. 2108—10.
Eboulis lités actuels vers 3000—4500 m. Lors des années sèches, seulement éboulis de pierraille au printemps. Lors des années humides, mise en place de coulées de boue et de limon lors de la fonte des neiges abondantes, qui se superposent aux éboulis secs. Les alternances donnent le litage.

MALAURIE (J.), & GUILLIEN (Y.), 1953: Le modelé cryonival des versants meubles de Skansen (Disko, Groënland). Interprétation générale des grèzes litées (Bull. Soc. Géol. Fr., 6° ser., **III**, p. 703—721.

Dissection en bad-lands des versants S—SW dans des sables fins. Rôle des congères de neige. Au printemps, lors de la fonte des neiges, solifluxion, puis ravinement donnant les bad-lands, au cours de l'été. Sapement du pied des versants par la crue estivale.

2° Versants quaternaires

a) Eboulis et éboulis ordonnés

GUILCHER (A.), & TRICART (J.), 1954: La XXXVI° excursion interuniversitaire: Champagne et Lorraine (1—5 Mai 1953). Ann. de Géogr., **LXIII**, p. 1—24 et 88—98. (p. 91—93).

Description avec photographies, de puissants éboulis ordonnés des Côtes Lorraines. Discussion au sujet de leur genèse, les divers auteurs attribuant une part plus ou moins grande au ruissellement, au glissement sur verglas ou flaques de neige, à la solifluxion. Ces formations, en tout état de cause, correspondent à des roches très gélives et se délitant en éléments fins.

MALAURIE (J.), & GUILLIEN (Y.), 1953: Le modelé cryonival des versants meubles de Skansen (Disko, Groënland). Interprétation générale des grèzes litées. Bull. Soc. Géol. Fr., 6° Sér., **III**, p. 703—721 (p. 713—721).

Etude granulométrique de 125 échantillons de grèzes litées (éboulis ordonnés) de provenance essentiellement charentaise. L'A. conclut à l'importance déterminante du ruissellement dans leur genèse. Théorie générale de la formation des éboulis ordonnés.

MAZENOT (G.), 1957: Recherches géologiques sur les éboulis du Mont d'Or lyonnais. Bull. mensuel Soc. Linnéenne de Lyon, **26°** année, no. 2, p. 24—30.

Formations intermédiaires entre les éboulis de gravité purs et les éboulis ordonnés, avec pierrailles et blocs dans une matrice de loess durci.

TAILLEFER (F.), 1953: Coulées de pierres et brèches litées quaternaires dans les Pyrénées ariégeoises. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, **LXXXVIII**, p. 249—258.

Description de coulées de solifluxion datant de la dernière période froide. Des brêches litées se superposent à des éboulis ordinaires.

TRICART (J.), 1953: Les actions périglaciaires du Quaternaire récent dans les Alpes du Sud. C. R. IV Congrès INQUA, Rome-Pise.

Description d'éboulis de gravité périglaciaires, passant à des éboulis ordonnés. Limites climatiques des deux phénomènes.

b) Versants de solifluxion

BAECKEROOT (G.), 1951: Formes de cryergie quaternaire en Montagne Noire occidentale. Rev. Géogr. Pyrénées et S. O., **XXII**, p. 137—153.

Description de systèmes de coulées à gros blocs en milieu cristallin.

BAECKEROOT (G.), 1957: Le système niche-coulée et son rôle dans le modelé (Monts de Lacaune et Sidobre de Castres). Bull. A. G. Fr., no. **265—6**, p. 41— 47.

Des coulées de solifluxion longues parfois de 2 km partent de niches qui semblent dues à la nivation.

BEAUJEU-GARNIER (J.), 1953: Le modelé périglaciaire dans le Massif Central français. Rev. de Géom. Dyn., **IV**, p. 251—281.

Empâtement du massif ancien sous les dépôts de solifluxion donnant des coulées à bourrelets qui viennent barrer les vallons. Elles sont particulièrement développées là où la roche a été pourrie au Tertiaire. Liaison entre le modelé périglaciaire et les formes antérieures et la nature des roches.

BEAUJEU-GARNIER (J.), 1952: A propos du modelé périglaciaire du Limousin. Bull. A. G. Fr., p. 128—133.

L'essentiel de cet article est repris et développé dans le précédent.

BEAUJEU-GARNIER (J.), 1952: Massif Central français, moitié septentrionale. Proc. XVIth. Geogr. Congr., Washington, p. 209—212. Paru en 1957.

Résume l'article publié dans la Rev. de Géom. Dyn.

BOUT (P.), 1953: L'érosion des reliefs phonolithiques et basaltiques de la Haute-Loire depuis le dernier glaciaire. Mélandes Ph. Arbos, Clermont-Ferrand, p. 91—102.

Formation de grottes par gélivation des basaltes. Analyse de la genèse des coulées de solifluxion développées au pied des corniches basaltiques. Formation des coulées de blocs au pied des pointements phonolithiques.

Coulet (E.), 1952: Contribution à l'étude morphologique de la Margeride. Bull. Soc. Languedocienne de Geogr., **XXIV**, p. 201—234.

Très bonne monographie donnant des descriptions de coulées de solifluxion et analysant les conditions de leur genèse.

Dylikowa (A.), & Klatkowa (H.), 1956: Exemple du modelé périglaciaire du plateau de Lodz. Biul. Peryglac., no. 4, p. 239—253.

Fragment de carte géomorphologique montrant des vallées sèches aux versants rongés de niches desquelles sort un petit cône. Conditions de genése de ces formes.

Guilcher (A.), & Tricart (J.), 1954: La XXXVI° excursion géographique interuniversitaire: Champagne et Lorraine. Ann. de Géogr., **LXIII**, p. 1—21 et 88—98.

Conditions de la gélivation, influences lithologiques sur le développement des versants de solifluxion. Ruissellement périglaciaire.

Klatka (T.), 1956: Exemple de modelé périglaciaire de Lysa Gora. Biul. Peryglac., no. 4, p. 255—276.

Les coulées de blocs sont issues de chaos de blocs dûs à la gélivation des quartzites. Elles passent à des coulées de solifluxion lorsque du loess s'est déposé, aux altitudes plus basses, et leur a donné une matrice fine.

Macar (P.), 1954: L'évolution géomorphologique de l'Ardenne. Bull. Soc. Royale Belge de Géogr., **LXXVIII** (23 p.).

La concentration des gros blocs en surface des coulées serait due au soulèvement par le gel. Description de coulées de solifluxion, de coulées de blocs. Rôle géomorphologique.

c) Vallées dissymétriques

Cavaille (A.), 1953: Les vallées dissymétriques dans les Pays de la Moyenne Garonne. Bull. Section Géogr. Comité Trav. Hist. et Sc., p. 51—68.

La dissymétrie est due à la solifluxion quaternaire. Les coulées de solifluxion résistent mieux au sapement actuel que la molasse, ce qui facilite la migration du lit des cours d'eau du côté du versant molassique.

Alexandre (J.), 1954/1955: Le modelé du fond des vallées secondaires de l'Ardenne au cours du Pléistocène. Ann. Soc. Géol. Belgique, **LXXVIII**, p. B-335—352.

Les vallées de l'Ardenne n'ont été affectées par la solifluxion que sur leur versant occidental, ce qui a rejeté le lit contre le pied du versant oriental. Datation des épisodes successifs.

Grimberieux (J.), 1954/1955: Origine et asymétrie des vallées sèches de la Hesbaye. Ann. Soc. Géol. Belgique, **LXXVIII**, p. B-267—286.

La dissymétrie de ces vallées crayeuses est caractérisée par un versant E, SE ou N raide dans 65 % des cas. Analyses statistiques. La dissymétrie est antérieure au dépôt du loess et due à une combinaison de solifluxion et de ruissellement sur sol gelé.

Gloriod (A.), & Tricart (J.), 1952: Etude statistique des vallées asymétriques de la feuille St. Pol au 1/50 000. Rev. de Géom. Dyn., **III**, p. 88—98.

Etude des conditions de la dissymétrie en fonction de la longueur des vallées, de leur orientation, de leur encaissement dans un milieu crayeux homogène. Conclusions générales sur la genèse de ce type de formes.

Malaurie (J.), 1952: Sur l'asymétrie des versants dans l'île de Diskoe, Groënland. C. R. Ac. Sc., Paris, **CCXXXIV**, 31 Mars.

Le thème de cette note est développé dans le travail cité au paragraphe 1°.

d) Etudes expérimentales

Tricart (J.), 1954: Premiers résultats d'expériences de solifluxion périglaciaire. C. R. Ac. Sc., Paris, **CCXXXVIII**, p. 259—261.

La solifluxion de loess a été réalisée en laboratoire au moyen d'une alimentation en eau par de la glace fondante lors des phases de dégel.

Sur les versants en milieux tropicaux humides

Par

G. Rougerie, Besançon

I) Ouvrages Généraux, Théories

Parmi les divers travaux qui traitent du problème des versants, on peut en proposer un certain nombre qui représentent des documents de base. Des références y sont faites aux formes et aux processus liés aux milieux climatiques et, particulièrement, aux milieux intertropicaux. Des études régionales peuvent être également retenues pour définir les reliefs et les pentes de ces milieux. Il n'en sera donné qu'une bibliographie sommaire et non analytique.

Sapper, K.: Die Abtragungsvorgänge in den regenfeuchten Tropen und ihre morphologischen Wirkungen. — Geogr. Zeit. **20**, Berlin, 1914.

Maul, O.: Die geomorphologischen Grundzüge Mittelbrasiliens. — Zeit. der Ges. für Erdk., Berlin, 1924.

Behrmann, W.: Die Oberflächenformen im feuchtheißen Kalmenklima. — Geogr. Abt. **89**, Breslau, 1927.

Thorbecke, F.: Der Formenschatz im periodisch-trockenen Tropenklima mit überwiegender Regenzeit. — Geogr. Abt. **89**, Breslau, 1927.

Jaeger, F.: Die Oberflächenformen im periodisch-trockenen Tropenklima mit überwiegender Regenzeit. — Geogr. Abt. **89**, Breslau, 1927.

Jessen, O.: Reisen und Forschungen in Angola. — Berlin, Verlag von D. Reimer, 1936.

De Martonne, Em.: Impressions de voyage au Brésil. — Bull. A. G. F., Paris, 1938.

De Chetelat, E.: Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée Française. — Rev. Géogr. phys. géol. dyn., Paris, **II**, 1938.

Freise, F. W.: Inselberge und Inselbergelandschaften in Granit- und Gneisgebiete Brasiliens. — Zeit. für Geom., **10**, Leipzig, 1938.

Krebs, N.: Morphologische Beobachtungen in Südindien. — Preuß. Akad. der Wiss., Berlin, 1942.

Sapper, K.: Geomorphologie der feuchten Tropen. — Verlag Teubner, Leipzig, 1935, Teubner Kriegsband 1943.

Leclerc, J. C.: Structure et relief de l'Afrique Occidentale. — Et. Rhod., Lyon, 1943.

De Martonne, Em., & Birot, P.: Sur l'évolution des versants en climat tropical humide. — C. R. Ac. Sc., Paris, **218**, 1944.

Obst, E., & Kayser, K.: Die große Randstufe auf der Ostseite Südafrikas und ihr Vorland. — Hannover Geogr. Ges., 1949.

Birot, P.: Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. — Inst. para a alta cultura, Lisboa, 1949.

Strahler, A. N.: Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. — Amer. J. of Sc., **248**, New Haven, 1950.
Thorbecke, F.: Im Hochland von Mittelkamerun. — Hamburg, 1951.
Jaeger, P.: Physiographie du Massif de Kita, Guinée. Rev. Géom. Myn., Paris, 1951.
Baulig, H.: Surfaces d'aplanissement. — Ann. Géogr., Paris, 1952.
Baulig, H.: Cycle et climat en géomorphologie. — Vol. jub. Em. de Martonne, Rennes, 1952.
Birot, P.: Le problème des piedmonts, à propos du «Piémont des Pyrénées françaises» de M. F. Taillefer. — Ann. Géogr., Paris, 1952.
Peeters, L.: Observations géomorphologiques et géologiques au sud-ouest de Costermonsville (Kivu). — Ann. Musée roy. Congo Belge, Tervuren, 1952.
Dylik, J.: Zagadnienie powierzchni zrównan i prawa rozwoju rzézby subaeralnej. — Czas. geogr., **25**, Varsovie, 1954 (résumé français).
Leclerc, J. C., Richard Molard, J., Lamotte, M., Rougerie, G., & Porteres, R.: La chaîne du Nimba, essai géographique. — Mém. IFAN, Dakar, 1955.
Baulig, H.: Pénéplaines et pédiplaines. — Bull. Soc. belge ét. géogr., **25**, Bruxelles, 1956.
Raynal, R.: Formations de pentes et évolution climatique dans la Serra da Mantiqueira. — Zeit. für Geom., N F, Berlin, **3**, 1957.
Cailleux, A.: Historique des études géomorphologiques à l'Itatiáia (Brésil). — Zeit. für Geom., N F, Berlin, **3**, 1957.
Tricart, J.: Divisions morphoclimatiques du Brésil atlantique central. — Rev. Géom. dyn., Paris, 1958.
Troll, C.: Die Tropischen Gebirge. — Bonn, 1959.

II. Interprétations morphoclimatiques du dégagement des reliefs

Martonne, Em. de: Abrupts de faille et captures récentes. La Serra do Mar de Santos et l'Espinouse. — Bull. A. G. F., Paris, 1933.
Almeida, F. F. M.: Considerações sobre a geomorfogenese da Serra do Cubatão. — Bol. Paulista de Geogr., **15**, São Paulo, 1953.
Pallister, J. W.: Slope form and erosion surfaces in Uganda. — Geol. Mag., London, **93**, 1956.
Birot, P.: Observations à l'Itatiáia. — Zeit. für Geom., N F, Berlin, **3**, 1957.
Dresch, J.: Remarques géomorphologiques sur l'Itatiáia (Brésil). — Zeit. für Geom., N F Berlin, **3**, 1957.

Cas particulier des morphologies karstiques

Fromaget, J.: Etudes géologiques sur le Nord de l'Indochine centrale. — Bull. Serv. géol. Indochine, Hanoï, **16**, 2, 1927.
Cuisinier, L.: Régions calcaires de l'Indochine. — Ann. Géogr., Paris, **38**, 1929.
Blondel, F.: Les phénomènes karstiques en Indochine française. — Bull. Serv. Géol. Indochine, Hanoï, **18**, 4, 1929.
Faustino, L. A.: The development of Karst topography in the Philippin Islands. — The Phil. J. of Sc., Manille, **49**, 2, 1932.
Lehmann, H.: Morphologische Studien auf Java. — Geogr. Abh., Stuttgart, 1936.
Lehmann, H.: Der tropische Kegelkarst. — Umsch. Naturwissensch. und Techn., **18**, 1953.
Lehmann, H.: Karstentwicklung in den Tropen. — Umsch. Naturwissensch. und Techn., **18**, 1953.
Lehmann, H.: Der tropische Kegelkarst auf den großen Antillen. — Erdkunde, Bonn, **8**, 2, 1954.
Wissmann, H. von: Der Karst der humiden heißen und sommerheißen Gebiete Ostasiens. — Erdkunde, Bonn, **8**, 2, 1954.
Lasserre, G.: Notes sur le karst de la Guadeloupe. — Erdkunde, Bonn, **8**, 2, 1954.
Lehmann, H.: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. — Erdkunde, Bonn, **8**, 2, 1954.
Birot, P.: Problèmes de morphologie karstique. — Ann. de Géogr., Paris, **337**, 63, 1954.
Corbel, J.: Note sur les karsts tropicaux. — Rev. Géogr. Lyon, **30**, 1, 1955.
Lehmann, H.: Der tropische Kegelkarst in Westindien. — Wiesbaden, 1955.
Sweeting, M. M.: The karstlands of Jamaïca. — Geogr. Journ. London, 1958.

Cas des inselbergs et dômes cristallins

Passarge, S.: Das Problem der Sculptur Inselberglandschaften. — Petterm. Mitteil., 1924.

MARTONNE, Em. DE: Sur la formation des pains de sucre au Brésil. — C. R. Ac. Sc., Paris, 208, 15, 1939.
FREISE, F. W.: Der Ursprung der Zuckerhutberge. — Zeit. für Geomorph., Leipzig, 1940.
ROCH, Ed.: Les reliefs résiduels, ou Inselberge, du bassin de la Bénoué. — C. R. Ac. Sc., Paris, 234, 1, 1952.
BRAJNIKOV, B.: Les «pains de sucre» du Brésil sont ils enracinés? — C. R. Som. Soc. Géol. Fr., Paris, 1953.
HANDLEY, J. R. F.: The Geomorphology of the Nzega area of Tanganyika with special reference to the formation of granite Tors. — Congr. Géol. int. Alger, 21, 1954.
PUGH, J. C.: Multi-cycle Inselberg, Univ. College Ibadan, 6, 1954.
ROUGERIE, G.: Un mode de dégagement probable de certains dômes granitiques. — C. R. Ac. Sc, 240, 3, Paris,, 1955.
PUGH, J. C.: Fringing pediments and marginal depressions in the inselberg landscape of Nigeria. — Tr. and Papers I. of Br. G., London, 22, 1956.
DRESCH, J.: Les problèmes morphologiques du Nord-Est brésilien. — Bull. A. G. F., Paris, 1957.
Élaboration des pains de sucre en climat tropical humide.
BIROT, P.: Esquisses morphologiques de la région littorale de l'état de Rio de Janeiro. — Ann. Géogr., 66, Paris, 1957.
Altération différentielle dans la genése des pains de sucre.
BIROT, P.: Les dômes cristallins. — C. N. R. S. Mém. et doc., Paris, 6, 1958.
Ils résultent de l'altération différentielle. Rôle desdiaclases courbes et de la micro-fissuration des cristaux. Dégagement par glissement du sol et par érosion liée à des changements climatiques. Desquamation, taffonis et lapiez.
DRESCH, J.: Notes sur la géomorphologie de l'Aïr. — Bull. A. G. F., Paris, 280—281, 1959.
Dômes et versants recouverts par un dallage de boules. Ces boules sont héritées d'un milieu tropical humide avec altération en rapport avec les réseaux de diaclases. Un changement climatique a permis le dégagement par érosion des débris les plus fins.

III. Particularités pédologiques du problème

SHERMAN, G. D.: The genesis and morphology of Hawaîian ferruginous laterit crusts. — Pacif. Sc., Hawaï, 4, 4, 1952.
Cuirassement par lessivage oblique.
WAEGEMANS, G.: Signification pédologique de la «Stone Line». — Bull. agr. Congo Belge, Bruxelles, 1953.
MAIGNIEN, R.: Cuirassement des sols de plaine Ballay (Guinée française). — Congr. int. Sc. Sol, Léopoldville, 4, 1954.
MAIGNIEN, R.: Formation de cuirasses de plateaux, région de Labé (Guinée Française). — Congr. int. Sc. Sol, Léopoldville, 4, 1954.
CRAENE, A. DE: Les sols de pédimentation ou les sols à «stone line» du Nord-Est du Congo Belge. — Congr. int. Sc. Sol, Léopoldville, 4, 1954.
LAPLANTE, A., & BACHELIER, G.: Un processus pédologique de formation des cuirasses latéritiques dans l'Adamaoua (Nord-Cameroun). — Rev. Géom. dyn. Paris, 5, 1954.
RIQUIER, J.: Formation d'une cuirasse ferrugineuse et manganésifère en région latéritique. — Congr. int. Sc. Sol, Léopoldville, 4, 1954.
DENISOFF, I., & NOIRFALISE, H.: Géomorphologie, sols et végétation au Parc National de la Garamba. — Congr. int. Sc. Sol, Léopoldville, 4, 1954.
Colluvium et stone line sur pentes.
D'HOORE, J.: L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. — Publ. INEAC, Sie. Scient., Bruxelles, 62, 1954.
Travail de base sur les divers modes de cuirassement des reliefs.
DU BOIS, C. G. B., & JEFFREYS, P. G.: The composition and origin of the laterites of the Entebbe peninsula, Uganda Protectorate. — Col Geol. and Min. Ress. London, 5, 1955.
Problème du cuirassement autochtone.
DE HEINZELIN, D.: Observations sur la genèse des nappes de gravats dans les sols tropicaux. — Publ. INEAC Sie. Scient., Bruxelles. 64, 1955.
DENISOFF, I.: Les Sols de la Garamba. — Mission H. de Saeger, Bruxelles, 2, 1956.
Sols en catena sur les versants; colluvium et lessivage oblique.

Lamotte, M., & Rougerie, G.: Genèse de certaines cuirasses ferrugineuses en Afrique Occidentale. — 18° Congr. int. Géogr. Rio de Janeiro, 1956.
Fréquence du cuirassement allochtone.
Maignien, R.: De l'importance du lessivage oblique dans le cuirassement des sols en A. O. F. — Congr. int. Sc. Sol, Paris, E., 1956.
—: Le cuirassement des sols en Guinée. — Mém. Sce Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, 1958.
Nombreux renseignements sur les phénomènes de lessivage oblique et de formation de cuirasses d'accumulation absolue.
Saurin, E., & Roch, E.: Observations sur des formations «latéritiques» au Cambodge et au Viet-Nam Sud. — C. R. Ac. Sc. Paris, **247**, 17, 1958.
Formations constituées de colluvium et d'apports ferrugineux par lessivage oblique.
Berry, L., & Ruxton, B. P.: Notes on weathering zones and soils on granitic rocks in two tropical regions. — Journ. Soil Sc., Oxford, **10**, 1959.
Versants granitiques au Soudan et à Hong-Kong.

IV. Etudes expérimentales et observations sur l'évolution des versants

Quelques observations locales sur l'érosion des sols

Harroy, J. P.: Afrique, Terre qui meurt. La dégradation des sols africains sous l'influence de la colonisation. — Bruxelles, 1944.
Besairie, H.: Deux exemples d'érosion accélérée à Madagascar. — Conf. Afr. Sols, Goma, Congo Belge, 1948.
Influence de la déforestation — Mesures de débits solides.
Saboureau, P.: La dégradation des sols à Madagascar. — Bull. agr. Congo Belge, Bruxelles, 40, 1949.
Phénomène mis en relation avec les conditions topographiques, édaphiques et botaniques.
Segalen, P.: L'érosion des sols à Madagascar. — Bull. agr. Congo Belge, Bruxelles, 40, 1949.
Observations sur les formes de ruissellement.
Jacques-Felix, H.: Géographie des dénudations et dégradations du sol au Cameroun, conditions physiques et humaines. — Min. F. O. M., Sion Agro. trop., bull. scient. 2, Nogent sur Marne, 1950.
Erosion en rapport avec le milieu végétal et édaphique, et avec l'action de l'homme.
Grove, A. T.: Soil erosion and population problems in south-east Nigeria. — Geogr. Journ., London, 1951.
Azevedo, A. L.: La conservation des sols dans les territoires portugais d'Afrique. — Sols Afr., Paris, **2**, 1953.
Salbany, A.: Aspects de la conservation des sols au Mozambique. — Sols Afr., Paris, **2**, 1953.
Pilcher, E.: Boçorocas. — Bol. da Soc. bras. de Geol., São Paulo, **2**, 1953.
Développement de phénomènes de ravinement.
Khedker, V. R. R., & al.: Land erosion and geological survey for rehabilitation near Barhi, Distr. Hazaribagh, Bihar. — Records of Geol. Surv. of India, Calcutta, **81**, 1953.
Tondeur, C.: Erosion du sol, spécialement au Congo Belge. — Min. Colonies, Bruxelles, 1954.
Soil Erosion Of Latin America. — Voir Journ. of Soil and Water Conserv. New York, **9**, 1954.
Notamment érosion des sols sur les versants orientaux des Andes, en rapport avec diverses cultures.
Pouquet, J.: Aspects morphologiques du Fouta-Djalon, région de Kindia et de Labé (Guinée française). Caractères alarmants des phénomènes d'érosion des sols déclenchés par les activités humaines. — Rev. Géogr. Alp., Grenoble, 1955.
Erosion accélérée due aux activités humaines. Les formations latéritiques protègent les reliefs.
Guennelon, R.: Conservation des sols et lutte contre l'érosion à l'Ile de la Réunion. — Ann. Agro. Paris, Sie A, **3**, 1955.
Porteres, R.: Une forme spectaculaire d'érosion à Madagascar, la Lavaka. — Science et Nature, **14**, Paris, 1956.
Relations avec l'activité humaine.
Tricart, J.: Dégradation du milieu naturel et problèmes d'aménagement au Fouta-Djalon (Guinée). — Rev. Géogr. Alp. **44**, Grenoble, 1956.

FOURNIER, F.: Les formes et types d'érosion par l'eau en A. O. F. — C. R. Ac. Agric. Paris, **42**, 1956.
Erosion de surface (ruissellement, décapage, rigoles et ravins) et mouvements du sol (soutirage, éboulement, solifluction, reptation).

Processus et façonnements observés sur le terrain

PALMER, H. S.: Lapies on Hawaiian basalts. — Geogr. Rev. New York, **17**, 1927.
Analogies soulignées avec phénomènes karstiques. Excellentes photographies.

FREISE, F. W.: Erscheinungen des Erdfließens im Tropenurwalde. — Zeit. für Geom., **7**, Leipzig, 1932.
Solifluction et dénudation cyclique des versants.

MARSHALL, A. J.: Northern New Guinea, 1936. — Geogr. Journ., London, **89**, 6, 1937.
Allusions à des glissements de terrains dûs à des tremblements de terre. Une photo de versant affecté.

KREBS, N.: Über Wesen und Verbreitung der tropischen Inselberge. — Preuß. Ak. der Wiss., Berlin, **6**, 1942.
Etudes chiffrées et comparatives de pentes.

WENTWORTH, C. K.: Soil avalanches on Oahu, Hawaii. — Geol. Soc. of America, **54**, 1943.

CHAPMAN, R. W., & GREENFIELD, M. A.: Spheroidal weathering of igneous rocks. — Am. Journ. of Sc., New Haven, **247**, 1949.
Altération observée aux Hawaï; l'exfoliation est facilitée par l'hydratation. Augmentation de volume développant des écailles concentriques.

KAISIN, E.: L'érosion et la stabilité des tranchées en climat tropical. — Bull. Soc. belge Géol., Bruxelles, **58**, 1949.
Ravinements de versants raides et phénomènes d'encroûtements protecteurs, observés au Congo Belge et au Vénézuéla.

WHITE, A.: Processes of Erosion on Steep slopes of Oahu (Hawaï). — Amer. Journ. of Sc., New Haven, **247**, 1949, et discussion dans Amer. Journ. of Sc., **248**, 1950.
Insiste surtout sur la reptation et l'écoulement du sol, en rapport avec les conditions climatiques et végétales. Pense, avec Freise, à un cycle de dénudation des versants.

SAUTTER, G.: Note sur l'érosion en cirque des sables au nord de Brazzaville. — Publ. I. E. C., Brazzaville, **2**, 1951.
Observations sur les pentes d'équilibre du matériel, sur le ravinement, les glissements, les sapements à la base des versants et l'évacuation des débris.

LAMOTTE, M., & ROUGERIE, G.: Coexistence de trois types de modelés dans les chaînes quartzitiques du Nimba et du Simandou. — Ann. Géogr., Paris, **61**, 1952.
Fonction du substratum et des héritages paléogéographiques, les modelés et les processus diffèrent: ruissellement, sapement, altération. Rapports charge/puissance des eaux.

RUELLAN, F.: Le rôle des nappes d'eau ruisselante dans le modelé du Brésil. — Ecole Prat. Hautes Et., Notes Doc. Lab. Géom., Paris, 1952.
Même sous forêt dense humide ce type de ruissellement existe; sur les versants il déblaie les produits de l'altération; le recul du pied des versants avec élargissement de la vallée est lié à la prédominance de l'érosion par les nappes sur l'érosion ravinante et linéaire.

NORMANDIN, A.: Les tremblements de terre de l'Assam (1950) et leurs conséquences hydrologiques. — Rev. Géogr. Alp., Grenoble, **60**, 1952.
Eboulements, barrage des cours fluviaux. Appréciation des débits solides consécutifs.

PANZER, W.: Verwitterungs- und Abtragungsformen im Granit von Hongkong. — Jubilé H. Mortensen, Bremen, 1954.

COSTIN, A. B.: A note on gilgaies and frost soils. — Journ. Soil Sc., **32—34**, Oxford, 1955.
Etude comparative. Les sols gilgaï des milieux intertropicaux enregistrent des phénomènes de solifluction sur les versants.

KINGDON-WARD, F.: Aftermath of the Great Assam Earthquake of 1950. — Geogr. Journal, London, **121**, 1955.
Retentissements sur les débits solides.

GOUROU, P.: Milieu local et colonisation réunionnaise — Cahiers Outre-Mer, Bordeaux, **33**, 1956.
Evolution de reliefs à Madagascar: rôle de la dissolution, ruissellement diffus, sapement à la base des versants.

Lee Chow: The silt problem in Taiwan. — Proc. Reg. Conf. Water res. dev. in Asia and Far-East, O. N. U., Bangkok, 1956.
En climat chaud et humide et en milieu schisteux creusé de profondes vallées, les versants évoluent surtout par phénomènes de glissement, beaucoup plus que sous l'action du ruissellement. Ces mouvements de masses, facilités par la profonde décomposition du matériel, par les déséquilibres introduits par l'affouillement des rivières et les actions humaines, sont souvent déclanchés par des tremblements de terre. Evaluations chiffrées des phénomènes et des transports solides.

Lasserre, G.: Evolution des versants calcaires de Grande Terre et Marie Galante (Guadeloupe). — U. G. I., Amsterdam, 1956.

Pallister, J. W.: Slope development in Buganda. — Geogr. Journ., London, **122**, 1956.
Etude de versants-échantillons. L'essentiel de l'évolution se fait par reptation du sol.

Bakker, J. P., & al.: Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. — Tagungsb. und wissenschaftl. Abh., Wiesbaden, 1957.
Insiste sur les diverses modalités du façonnement. Références à la conception cyclique de Freise. Données numériques sur les pH, la granulométrie des produits, les types d'argiles, les minéraux lourds.

Rougerie, G.: Existence et modalités du ruissellement sous forêt dense de Côte d'Ivoire. — C. R. Ac. Sc. Paris, **246**, 1958.
Description du mécanisme de ruissellement en films et par relais.

Journaux, A.: Aspects morphologiques de la Cordillère Orientale de Colombie. — Bull. A. G. F., Paris, **278—279**, 1958.
Au dessous de 2200 m d'altitude, les versants, convexes, portent la marque du milieu climatique chaud et humide. Notation d'eaux étalées en nappe et nettoyant la base des versants de leurs produits d'altération.

Renault, Ph.: Processus morphogénétiques des karsts équatoriaux. — Bull. A. G. F., Paris, **282—283**, 1959.
Evolution des versants des pitons par un mécanisme combiné de dissolution et d'éboulements.

V. Etudes sur les pertes de substance

Freise, F. W.: Brasilianische Zuckerhutberge. — Zeit. für Geom., **8**, Leipzig, 1933.
Analyses d'eau (suspensions et solutions) provenant de pains de sucre. Rôle des acides organiques. Mouvements du sol et cheminement de débris.

Schoeller, H.: L'influence du climat sur la composition des eaux souterraines vadoses. — Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, **II**, 1941.
Rares analyses d'eaux de milieux équatoriaux, permettant de constater de faibles teneurs en matières dissoutes.

Legrand, H. E.: Solution depressions in diorite, North Carolina. — Am. Journ. Of Sc., New Haven, 1952.
Dissolution de la silice en milieu chaud et humide.

Rougerie, G.: La dissolution de la silice en milieu tropical humide. — Congr. int. Géogr., Washington, Abst. of Pap., 1952.
Analyses d'eau du sol et de rivières.

Fauck, R.: Les facteurs et les intensités de l'érosion en Moyenne Casamance. — Congr. int. Sc. Sol., Léopoldville, **3**, 1954.
Observations et quelques mesures sur l'érosion du sol.

Pouquet, J.: Méthode d'étude des versants et principaux résultats obtenus sur le Labé, Guinée française, A. O. F.—U. G. I., Amsterdam, 1956.
Observations sur le terrain; des données sur le pH des eaux et sur la granulométrie des alluvions.

Lehmann, H., Krömmelbein, K., & Lötschert, W.: Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Serra de Los Organos auf Cuba. — Erdkunde, Bonn, 1956.
Mesures sur la dissolution des calcaires.

Rougerie, G.: Etude des modes d'érosion et du façonnement des versants en Côte d'Ivoire équatoriale. — U. G. I., Amsterdam, 1956.
Profils de sols, analyses granulométriques et analyses d'eaux suivant stations disposées en catena.

CORBEL, J.: L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds. — Rev. Géom. dyn., Paris, 1—2, 1957.
Analyses de substances dissoutes.
BAKKER, J. P.: Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide. — Zeit. für Geom., N. F., Berlin, 1, I, 1957.
Observations de profils; études chiffrées du matériel en place et transporté.
ROUGERIE, G.: Acidité des eaux en milieu forestier intertropical. — C. R. Ac. Sc., Paris, 246, 1958.
Mesures de pH d'eaux en diverses situations: eaux non spécialement acides.
BAKKER, J. P.: Zur Entstehung von Pingen, Oriçangas und Dellen in den feuchten Tropen, mit besonderer Berücksichtigung des Voltzberggebietes (Surinam). — Abh. Geogr. Inst. der Freien Universität Berlin, Band 5, 1958.
Developpement de vasques (taffoni) sur les dômes granitiques, en rapport avec des lichens et de hautes valeurs des p H. Analyses granulométriques.
BAKKER, J. P., & MULLER, H. J.: Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. — Lautensach Festschr., Stuttgart, 1958.
Analyses de transports solides.
CORBEL, J.: Karsts du Yucatan et de la Floride. — Bull. A. G. F., Paris, 282—283, 1959.
Interprétation des diverses conditions de la dissolution, quelques données sur les teneurs des eaux.
—: Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie). — Ann. Géogr. Paris, 366, 1959.
Donne des mesures de substances dissoutes et tente d'évaluer le bilan de l'érosion mécanique et par dissolution en certaines contrées calcaires tropicales.
ROUGERIE, G.: Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière (Thèse). — Mém. IFAN, Dakar, 1960.
Analyses systématiques de sols, alluvions, pertes en suspensions et en solution dans les eaux de nappes phréatiques, de ruissellement, de cours d'eau. Stations fixes d'étude et de mesures de l'érosion sur les versants. Mesures de versants suivant les roches mères et théorie d'une dynamique morphogénique tropicale humide.

Bibliographie des ouvrages techniques de langue française intéressant l'évolution des versants.

Par

A. Pissart & H. Pirlet

La bibliographie que nous présentons rassemble les principales études parues entre 1930 et 1957 dans les revues techniques de langue française accessibles à l'Université de Liège.

Cette recherche bibliographique s'est avérée assez décevante: les publications sont rares et elles intéressent à peu près uniquement des glissements de terrain de grande ampleur provoqués par des travaux humains. Il n'empêche que la recherche systématique des causes de ces phénomènes ainsi que leur étude complète est de nature à fournir des précisions intéressantes sur ces processus de transport en masse.

Quelques publications anglaises et allemandes sont également indiquées en fin de liste; mais, pour ces langues, un dépouillement systématique des ouvrages techniques n'a pas été effectué.

Agard, 1948: Les glissements et éboulements des quartiers Saint-Raphaël et Télemly, à Alger et les travaux envisagés en vue de la stabilisation des terrains. — Annales des Ponts et Chaussées, n° 4, Paris, pp. 465—480, 10 fig.

Décrochement de pans de mollasse et leur cheminement dans la masse marneuse sous- jacente (mouvement annuel de 30 cm en plan et 10 à 12 cm en dénivellation). — Processus accéléré par la forte teneur en eau des marnes. Exposé détaillé des causes.

Buisson (M.), 1952: Les glissements de la falaise de Sainte-Adresse. — Annales de l'Institut technique du bâtiment et des travaux publics. Série: Sols et Fondations, n° 59, Paris, pp. 1131—1146, 4 photos, 12 fig.

Près du Havre, la falaise de Sainte-Adresse a été soumise depuis fort longtemps à des glissements de terrain. Ceux-ci ont été fortement accentués par les travaux du mur de l'Atlantique et les explosions de bombes. Etude complète du phénomène; recherche des surfaces de glissement; remèdes proposés.

Chalumeau (M.), 1935: Les travaux de consolidation de la colline de Fourvière. — Annales de l'Institut technique du Bâtiment et des Travaux Publics, Paris, 20 nov. 1935.

Le glissement de 1930; Historique, Géologie, Hyrologie, travaux à exécuter.

Collin (M.), 1940: La construction de galeries filtrantes à (Mostaganem) pour arrêter des glissements de terrain. — Travaux, n° 86, pp. 33—40, 22 fig.

Description de mouvements importants de terrain en Algérie, ayant pour cause des «érosions internes» dans une couche de sable. Remède: drainage par puits filtrants et galeries collectrices.

DE BEER (E. E.), 1944: Tassements dus au rabattement de la nappe phréatique. — Annales des Travaux Publics de Belgique, n° 3, 1944, pp. 291—320, 29 fig.

DE BEER, 1954: Comptes rendus du 3e Congrès International de Mécanique des sols et des travaux de fondations. — Annales des Travaux publics de Belgique, T. I., Bruxelles, pp. 71—75, 3 fig.

Description sommaire de 3 glissements de terrain très importants: Goldan: 10 000 000 m³, conglomerat sur marnes. Zoug: 15 000 m³, graviers et sables sur argile. Mitholz: éboulis et moraines.

DERVIEUX (M. F.), 1950: Problèmes particuliers de mécanique des sols en Algérie. — Annales de l'Institut technique du bâtiment et des travaux publics, Paris, septembre 1950, n° 3.

Description des éboulements de falaises et des glissements de terrain d'Alger. Causes: eaux d'infiltration et présence d'un niveau à glauconie entre la masse calcaire et la couche argilo-marneuse. Remèdes préconisés.

FLORENTIN (M.), 1947: Etudes des glissements de talus argileux. — Annales de l'Instiut technique du bâtiment et des travaux publics — Circ. ser. D, n° 23, Paris, 19 fig., 3 tabl., 1 graph.

Théorie mathématique suivie de la description détaillée d'un glissement de talus à Génissiat. — Discussion après exposé, notamment sur la question de savoir si la surface de glissement était circulaire ou autre.

FLORENTIN (M.), 1949: Quelques aspects physiques des glissements argileux. — Silicates industriels T. 10, Bruxelles, pp. 209—212.

Influences qui agissent sur le glissement des argiles mêmes avec des talus très faibles et une résistance mécanique convenable. Fissuration, Rôle des surcharges. — Exemples pratiques. — Remèdes: assèchement, plantations, traitement électrique.

MAYER (M.), 1935: Les mouvements de terrain du massif de la grande Chartreuse. — Annales de l'Institut Technique du bâtiment et des travaux publics, Paris, 20 nov. 1935.

Exposé des éboulements; photos et coupes géologiques.

NEBOUT (M.), 1937: Glissement de terrain à la tête d'un tunnel. — Revue générale des chemins de fer. Paris, nov. 1937.

Description, photos, et schéma du glissement. — Méthode pour l'enrayer et en éviter le retour.

POUQUET (J.), 1952: A propos de la catastrophe de Menton. — (24—2—1952) — Quelques aspects des phénomènes d'érosion des sols (mouvement de masse). — Revue Générale des Sciences, T. 59, n° 9 oct. 1952, pp. 289—299.

La catastrophe du 24 avril 1952. Distribution des glissements. Elargissement spatial des observations: Côte d'Azur française, Oranie. Les causes: humaines, naturelles.

SKEMPTON (W.), 1956: Un pionnier de la mécanique des sols: Alexandre Collin (1808—1890). — Annales des Ponts et Chaussées, Paris, pp. 317—340, 6 fig., 3 appendices.

Résumé de la contribution de Collin:

1. Observe glissements dans argiles ou schistes argileux, pas dans des sables.
2. Glissements sont des mouvements de rotation qui se cisaillent de long d'une surface bien déterminée dont la forme est à peu près cycloïdale. Dans un ou deux exemples, relèvement du terrain à la partie inférieure.
3. Surface de glissement coupe plusieurs couches.
4. Origine: cohésion trop faible pour faire équilibre à la pesanteur.

Description sommaire de 11 glissements de terrain observés par Collin.

BJERRUM (L.), 1955: Stability of Natural slopes in quick clay. — Géotechnique, vol. 5, London, pp. 101—119, 11 fig.

Description de glissements de terrain, entièrement naturels, dans des argiles de Norvège. Les argiles marines tardi-glaciaires sont particulièrement favorables à de tels mouvements à la suite du lessivage des sels par l'eau souterraine.

BOUSSET (J.), 1937: L'éboulement survenu dans la construction du Nord-Sud de Berlin. — Die Bautechnik, Berlin, T. XV, fasc. 26, pp. 333—336, 4 fig., fasc. 29, p. 391—394, 10 fig.

DISCHINGER (F.), 1936: Causes de l'éboulement de la fouille de la rue Herman Göring. — Der Bauingenieur, Berlin, 11—12—36.

Etude des causes d'un éboulement survenu dans une tranchée de chemin de fer entaillant des terrains sableux sur 14 m de profondeur.

EIDE (O.), & BJERRUM (L.), 1955: The slide at Bekkelaget. — Geotechnique, vol. 5, London, pp. 88—100, 9 fig.

Etude d'un important glissement de terrain près d'Oslo. Description du phénomène et recherche des causes.

Fellenius (B.), 1955: The landslide at Guntorp. — Geotechnique, vol. 5, London, pp. 120—125, 4 fig.
Description et étude d'un glissement de terrain apparu sous une voie ferrée. Les remèdes.
Grant (G.), 1937: Glissement de terrain arrêté par une congélation du sol. — Engineering, New Record, New-York, 11—2—37.
Les terrassements du barrage du «Grand Coulèe» ont provoqué des glissements de terrain de l'ordre de 200 000 m³. Ceux-ci ont été arrête au moyen de 377 tubes refrigérants formant une digue en arc.
Henkel (D. J.), & Skempton (A. W.), 1955: A landslide at Jaàfield, Shropshire, in a heavily over, consolidated clay. — Geotechnique, vol. 5, London, pp. 131—137, 2 fig.
Description d'un glissement de terrain et analyse quantitative du matériel. Etude par différentes méthodes géotechniques en vue de leur comparaison.
Kjellman (W.), 1955: Mechanics of large swedish landslips. — Geotechnique, vol. 5, London, pp. 74—78, 2 fig.
Etude théorique de glissements de terrain. Essai de classification en glissements simples et composés.
Kjellman (W.), 1955: Investigation of clay slopes in the Göta river valley. Geotechnique, vol. 5, London, pp. 164—166, 1 fig.
Résultat de l'étude de glissements de terrain en Suède: la pression de l'eau dans des couches de sable fin ou de «silt» intercalés dans l'argile joue un rôle important dans presque tous les cas.
Nonveiller (E.), & Suklje (L.), 1955: Landslide Zabesina. — Geotechnique, vol. 5, London, pp. 143—153, 8 fig.
Description d'un important glissement de terrain en Yougoslavie pour lequel les influences humaines sont négligeables. Etude historique, géologique, géotechnique. Les causes, les remèdes.
Pietrowski (R.), & Zalewski (F.), 1955: Landslide with an unusual reach in a railway cut. — Geotechnique, vol. 5, London, pp. 138—141, 4fig.
Description d'un glissement de terrain dans des argiles et loess. Cause: infiltration d'eau.
Sevaldson (R. A.), 1956: The slide in Lodalen, October 6th, 1954. — Geotechnique, vol. 6, London, pp. 167—182, 18 fig., 3 tab.
Description d'un glissement de terrain dans le talus argileux d'une ligne de chemin de fer près d'Oslo. Etude des caractéristiques géotechniques de cette argile. Comparaison de différentes méthodes de calcul de stabilité.
Tanigughi (T.), 1958: Effect of rainfalls and ground water upon the movement of land slide, U. G. G. I., Ass. Int. Hydrol. Sc., Ass. de Toronto. T. I. pp. 181—193.
Description d'un glissement de terrain très important (surface 70 Ha), en mouvement presque continu depuis 700 ans. Mesures permanentes des déplacements montrant l'influence des pluies, du dégel, ainsi que du niveau de la nappe phréatique.

Arbeiten zur Hangabtragung und Hangformung unter periglazialen Bedingungen im deutschsprachlichen[1] geomorphologischen Schrifttum

Erläuterungen zu einer Bibliographie

Von

Horst Hagedorn, Göttingen

Aus der Fülle der Arbeiten über die Periglazial-Erscheinungen im deutschsprachlichen Schrifttum nach 1945 — die sich alle mehr oder weniger stark mit den Fragen der Hangabtragung und Hangformung befassen im Zusammenhang mit dem Komplex der Solifluktion (Gelisolifluktion, Czajka; Kongelifluktion bzw. Kongelisolifluktion, Dylik, Hagedorn) — können hier nur solche berücksichtigt werden, die sich in größerer Ausführlichkeit mit der Hangabtragung und Hangformung unter periglazialen Bedingungen beschäftigen. Ein Teil dieser Arbeiten ist schon in der Bibliographie über „Hangforschung in Deutschland" von Mortensen und Hempel im: „Premier rapport de la Commission pour l'etude des versants", Amsterdam 1956, aufgeführt und erläutert worden. Für das Schrifttum über Hangabtragung und Hangformung im periglazialen Bereich, das vor 1945 erschienen ist, wird auf obige Bibliographie und die Arbeiten von Troll (1944, 1947, 1948) verwiesen.

Die Arbeiten über Hangabtragung und Hangformung unter periglazialen Bedingungen lassen sich in vier Gruppen einordnen, ohne daß bei der Zuordnung einer Arbeit zu einer dieser vier Gruppen eine kritische Bewertung der Arbeit vorgenommen werden soll. Die vier Gruppen sind folgende:

1. Arbeiten über Periglazial-Erscheinungen, die im Zusammenhang mit der Solifluktion Ausführungen über die Hangentwicklung enthalten. Hierzu gehören auch regionale Untersuchungen über den periglazialen Formenschatz.

2. Regionale geomorphologische Arbeiten mit allgemeiner Fragestellung, die sich beim Studium des Formenschatzes und seiner Genese mit dem Problem der Hangentwicklung unter periglazialen Bedingungen beschäftigen.

---

[1]) Es sind hier nur Arbeiten schweizerischer, österreichischer und deutscher Autoren herangezogen worden.

3. Berichte über experimentelle Untersuchungen über die Frosteinwirkung am Hang und Arbeiten über die Analyse der Hangschuttdecken nach Textur und Struktur und die Erklärung des Bewegungs- und Abtragungsmechanismus am Hang.

4. Studien über die Hangformung im rezenten und pleistozänen periglazialen Bereich und der Vergleich mit holozänen und rezenten Abtragungsvorgängen am Hang [2]).

Sehr viel Raum in der Literatur über die Hangabtragung und Hangentwicklung im periglazialen Bereich ist dem Vorgang der Solifluktion eingeräumt worden; Probleme wie die Art der Bewegungsvorgänge, die Schuttzusammensetzung und der Grenzwinkel des Schutttransportes stehen dabei im Vordergrund des Interesses. Diese Untersuchungen sind zumeist an den fossilen Solifluktionsmassen im Bereich der Mittelgebirge gemacht worden (Hövermann, Fezer, Mensching, Körber, Fliedner, Hempel, Suchel u. a.). Aber auch die fossilen Solifluktionserscheinungen im norddeutschen Tiefland und die damit verbundenen Fragen des „Alterns" der Moränenlandschaften sind näher untersucht worden (Schulz, Hagedorn u. a.).

Einen Einblick in die rezenten periglazialen Formen am Hang bieten die Arbeiten aus den Hochgebirgen (Poser, Hövermann, Czajka, Klaer u. a.). Eingehende Untersuchungen über rezente Periglazial-Erscheinungen sind im Rahmen der deutschen Spitzbergen-Expedition 1959 im großen Umfang aufgenommen worden und versprechen nach den bisher vorliegenden Zwischenberichten eine Fülle neuer Erkenntnisse besonders auch der Hangentwicklung unter periglazialen Bedingungen (Büdel).

Experimentelle Untersuchungen über die Hangabtragung unter Frostwirkung und Ausführungen über die physikalischen und chemischen Vorgänge bei den Solifluktionserscheinungen liegen in einigen Arbeiten vor (Schmid, Schenk, Büdel u. a.). Weiter vorangetrieben sind auch Untersuchungen über die Hangformung und Hangabtragung unter humiden Klimabedingungen und der Vergleich mit den fossilen Abtragungsformen, die unter einem pleistozänen Kaltzeitklima entstanden sind (Ackermann, Hempel u. a.). Besondere Aufmerksamkeit wird dabei den Unterschieden in der Hangform, der Schuttbewegung, der Gesteinsbedingtheit und der Intensität der Hangabtragung in den verschiedenen Klimaten gewidmet. Besonders die Arbeit von Ackermann befaßt sich sehr eingehend mit einer Analyse der Vorgänge und des Materials. In dieser Arbeit wird auch der Versuch unternommen, den Betrag der periglazial bedingten Abtragung exakt zu ermitteln und die Gestalt des Hanges präzise darzustellen. Diese Darlegungen sind sehr zu begrüßen, weil in den übrigen Arbeiten über die Hangabtragung unter periglazialen Bedingungen nur wenig präzise Angaben über Form und Größe gemacht werden und somit ein echter Vergleich fast unmöglich ist. Vermißt werden in der deutschen Literatur über die Hangentwicklung unter periglazialen Bedingungen zusammenfassende Darstellungen und überregionale Vergleiche; auch fehlen spezielle Studien über Form und Materialzusammensetzung der periglazialen Schuttkegel. Wenig Beachtung wird auch den Kleinformen am Hang (Dellen, Knicke und Abstürze) geschenkt.

---

[2]) Die Zuordnung einer Arbeit in der Bibliographie zu einer der vier Gruppen wird durch Anhängen einer eingeklammerten Zahl gekennzeichnet.

Bibliographie

ACKERMANN, E.: Gliederung, Kinematik und paläoklimatische Bedeutung der würmeiszeitlichen Ablagerungen in Göttingen. In: Mitt. d. Geol. Staatsinstitutes Hamburg, Bd. **23**, 1954, S. 126—141. (3.)

—: Zur Unterscheidung glazialer und postglazialer Fließerden. In: Geologische Rundschau, Bd. **34**, 1955, S. 328—341. (3.)

—: Der Abtragungsmechanismus an der Wellenkalkschichtstufe. In: Ztschr. f. Geomorphologie, N. F., Bd. **3**, 1959, Teil I in Heft 3, S. 193—226; Teil II in Heft 4, S. 283—304. (4).

AHNERT, F.: Die Oberflächenformen des Dahner Felsenlandes. In: Mitt. d. Pollichia d. pfälzischen Vereins f. Naturkunde u. Naturschutz, Reihe III, Bd. **3**, 1955. (2.)

BOESCH, H.: Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. In: Die Alpen, H. **27**, 1951. (2., 4.)

BÜDEL, J.: Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. In: Erdkunde **II**, 1948, S. 22—53. (2., 4.)

—: Klima-morphologische Beobachtungen in Süditalien. In: Erdkunde **V**, 1951, S. 73—76. (2.)

—: Die „periglazial"-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. In: Erdkunde **VII**, 1953, S. 249—266. (1.)

—: Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. In: Erdkunde **XIII**, 1959, S. 297—313. (3.)

CZAJKA, W.: Rezente und pleistozäne Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien. In: Acta Geografica **14**, 1955, S. 121–140. (2.)

—: Lage- und Materialbestimmtheit von Frostmusterböden. In: Schlern-Schriften, **190**, Festschrift zum 60. Geburtstag von Hans Kinzl. Innsbruck 1958, S. 31—43. (2., 3.)

DOMARADZKI, J.: Blockströme im Kanton Graubünden. In: Ergebnisse der wiss. Untersuchungen des Schweiz. Nationalparkes, III (N. F.), Nr. **24**, 1951, S. 173—235. (2.)

FEZER, F.: Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald. In: Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. Teil I: Studien aus dem Mittelgebirge. In: Göttinger Geogr. Abhandlungen, Heft **14**, 1953, S. 45—77. (1.)

—: Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. In: Forschungen zur deutschen Landeskunde, Bd. **87**, Remagen 1957 (bes. S. 56 ff.). (1.)

FLIEDNER, D.: Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Odenwald. In: Forschungen zur deutschen Landeskunde, Bd. **92**, Remagen 1957 (bes. S. 100 ff.). (2.)

FROMME, G.: Alte Gletscherstände und Schutthaldenbildung im Hochgebirge. In: Zeitschr. f. Gletscherkd. und Glazialgeol. **II**, 1953, S. 113—117. (2.)

—: Kalkalpine Schuttablagerungen als Elemente nacheiszeitlicher Landschaftsformung im Karwendelgebirge. In: Veröff. d. Mus. Ferdinandeum Innsbruck, Bd. **35**, 1955, S. 5–130. (2.)

FURRER, G.: Solifluktionsformen im Schweizerischen Nationalpark. Untersuchung und Interpretation auf morphologischer Grundlage. Liestal 1954. (1.)

—: Bodenfrost als morphologischer Faktor. In: Geografica Helvetica, Bd. **12**, 1957, S. 117 ff. (3.)

—: Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen. In: Geografica Helvetica, Bd. **14**, 1959, S. 277—309. (1.)

HAEFELI, R.: Kriechprobleme im Boden, Schnee und Eis. In: Wasser- und Energiewirtschaft, **46**. Jg., Nr. 3, Zürich 1954. (3.)

HAGEDORN, H.: Morphologische Studien in den Geestgebieten zwischen Unterelbe und Unterweser. Ein Beitrag zum Problem der periglazialen Abtragung. Diss. rer. nat. Göttingen (ungedr.), 1959. (1.)

HEMPEL, L.: Studien über Verwitterung und Formenbildung im Muschelkalkgestein. Ein Beitrag zur klimatischen Morphologie. In: Göttinger Geogr. Abhandlungen, Heft **18**, 1955. (4.)

—: Konvergenzen von Oberflächenformen unter dem Einfluß verschiedener klimatischer Kräfte. In: Deutsche Geogr. Blätter, Bd. **47**, H. 3/4, 1955, S. 189—201. (4.)

—: Eiszeitklima und Gesteinsstruktur. — Ihre Bedeutung für die asymmetrischen Talformen im Buntsandstein. In: Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. **9**, 1958, S. 49—60. (4.)

HEUBERGER, H.: Geomorphologische Untersuchungen in den nördlichen Stubaier Alpen. Diss. phil. Innsbruck (ungedr.), 1952. (2.)

HÖHL, G.: Beobachtungen über Doppelgrate in den Ostalpen. In: Peterm. Geogr. Mitt., 1953, S. 174—179. (1.)

HÖLDER, H.: Erosionsformen am Trauf der Schwäbischen Alb. In: Neues Jb. f. Geol. u. Paläontol., Abh. **97**, 1953. (2.)

Hövermann, J.: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. In: Göttinger Geogr. Abhandlungen, H. 2, 1949. (2.)
—: Die Periglazial-Erscheinungen im Harz. Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. Teil I: Studien aus dem Mittelgebirge. In: Göttinger Geogr. Abhandlungen, H. 14, 1953. S. 7—44. (1.)
—: Die Periglazial-Erscheinungen im Tegernseegebiet. Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. Teil II: Studien aus dem Alpenvorland und den Alpen. In: Göttinger Geogr. Abhandlungen, H. 15, 1954, S. 91—124. (1.)
Jäckli, H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. In: Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 36, 1957. (2.)
Kinzl, H.: Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. In: Veröff. d. Mus. Ferdinandeum Innsbruck, 1949, S. 61—82. (1., 4.)
Klingner, R.: Beobachtungen über die Denudation im Spitzingseegebiet. In: Mitt. d. Geogr. Ges. München, Bd. 44, 1959, S. 37—76. (2.)
Klaer, W.: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. In: Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-Heft Nr. 261, 1956. (2.)
—: Beobachtungen zur rezenten Schnee- und Strukturbodengrenze im Hochlibanon. In: Zeitschr. f. Geomorphologie, N. F. Bd, 1, H. 1, 1957, S. 57—70. (1.)
Körber, H.: Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. In: Würzburger Geogr. Arbeiten, H. 3, 1956. (2.)
Krebs, N.: Beiträge zur Orographie der Hohen Tauern. In: Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 90, 1948, S. 20—39. (2.)
Louis, H.: Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. In: Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-Heft Nr. 262, 1957, S. 9—26 (Machatschek-Festschrift). (3.)
—: Allgemeine Geomorphologie. Lehrbuch der allgemeinen Geographie, Bd. 1, 1960 (bes. S. 88 bis 93).
Maull, O.: Handbuch der Geomorphologie. 2. Aufl. Wien 1958 (bes. S. 99—108).
Mensching, H.: Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratals. Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. Teil I: Studien aus dem Mittelgebirge. In: Göttinger Geogr. Abhandlungen, H. 14, 1953, S. 79—128. (1.)
—: Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. In: Würzburger Geogr. Arbeiten, H. 1, 1953. (2.)
—: Das Quartär in den Gebirgen Marokkos. In: Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H. Nr. 256, 1955. (2.)
—: Geomorphologie der Hohen Rhön und ihres südlichen Vorlandes. In: Würzburger Geogr. Arbeiten, H. 4/5, 1957 (Festschrift Deutscher Geographentag 1957 in Würzburg). (2.)
Morawetz, S.: Beobachtungen auf Schuttkegeln. In: Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 90, 1948, S. 39—42. (3.)
—: Fragen der Talnetz- und Kammentwicklung insbesondere in den Ostalpen und einigen Nachbargebieten. In: Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H. Nr. 262, 1957, S. 91—101 (Machatschek-Festschrift), (bes. S. 97). (2.)
Mortensen, H.: Das morphologische Härteverhältnis Hornfels—Granit im Harz (südl. Brockenmassiv), ein Beitrag zur Morphologie des Hochharzes. In: Nachr. d. Akademie d. Wiss. in Göttingen, math. phys. Kl., math.-phys.-chem. Abt., 1948, S. 8—20. (3.)
—: Rumpffläche — Stufenlandschaft — Alternierende Abtragung. In: Peterm. Geogr. Mitt., 1949, S. 1—14. (4.)
Mortensen, H., & Hövermann, J.: Der Bergrutsch an der Mackenröder Spitze bei Göttingen. Ein Beitrag zur Frage der klimatisch bedingten Hangentwicklung. In: Premier rapport de la Commission pour l'etude des versants, Préparé pour le Congrès international de Géographie, Rio de Janeiro 1956, Amsterdam 1956. (4.)
Neef, E.: Hanggestaltung und flächenhafte Abtragung im kristallinen Mittelgebirge. In: Deutscher Geographentag Essen 1953, Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, Wiesbaden 1955, S. 164—169. (2.)
—: Zur Genese des Formenbildes der Rumpfgebirge. In: Peterm. Geogr. Mitt., 1955, S. 183—192. (2.)
Paschinger, H.: Bergsturz und spätglaziale Moränen im Obernberger Tal (Brenner Tirol). In: Zeitschr. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, 1953, S. 312—316. (2.)
Pillewizer, W.: Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen. In: Abh. d. Geogr. Inst. der F. U. Berlin, Bd. 5 (Maull-Festschrift), 1957, S. 37—50. (2.)
Poser, H., & Hövermann, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. In: Abh. d. Braunschweig. Wiss. Ges., Bd. 3, 1951, S. 61—115. (1., 3.)

POSER, H., & MÜLLER, TH.: Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. In: Nachr. d. Akademie der Wiss. in Göttingen, Math.-phys. Kl. II b, 1951, S. 1—32. (2.)
POSER, H., & BROCHU, M.: Zur Frage des Vorkommens pleistozäner Glazialformen am Meißner. In: Abh. d. Braunschweig. Wiss. Ges., Bd. 6, 1954, S. 113—125. (2.)
POSER, H.: Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. Teil II: Studien aus dem Alpenvorland und den Alpen. In: Göttinger Geogr. Abhandlungen, H. 15, 1954, S. 125—180. (1.)
—: Klimamorphologische Probleme auf Kreta. In: Zeitschr. f. Geomorph., N. F. Bd. 1, 1957, S. 113—142. (2.)
RATHJENS, C.: Der Hochkarst im System der klimatischen Morphologie. In: Erdkunde V, 1951, S. 310—315. (3., 4.)
—: Geomorphologische Beschreibung der Karte 1 : 10 000 der Eiszerfall-Landschaft von Seeon. In: Mitt. d. Geogr. Ges. in München, Bd. 42, 1957, S. 16—23. (2.)
SANDNER, G.: Der Kellerwald und seine Umgebung. In: Marburger Geogr. Schriften, Bd. 4 (bes. S. 54—60). (2.)
SCHARLAU, K.: Periglaziale und rezente Verwitterung und Abtragung in den hessischen Basaltberglandschaften. In: Erdkunde VII, 1953, S. 99—110. (1.)
SCHENK, E.: Solifluktion. In: Zeitschr. d. dt. Geol. Ges., Jg. 1953 (1954), S. 105 ff. (3.)
—: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. In: Abh. hess. Landesamtes f. Bodenforschung, H. 13, 1955. (3.)
SCHICK, M.: Fragen des periglazialen Formenschatzes im Harz (Ramberggebiet). In: Zeitschr. f. Geomorph., N. F. Bd. 2, 1958, S. 101—110. (1.)
SCHMID, J.: Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. Heidelberg 1955. (3.)
—: Rezente und fossile Frosterscheinungen im Bereich der Gletscherlandschaft der Gurgler Ache (Ötztaler Alpen). In: Schlern-Schriften, 190, Festschrift zum 60. Geburtstag von Hans Kinzl, Innsbruck 1958, S. 255—264. (1.)
SCHMIDT, E.: Geomorphologische Studien im hinteren Odenwald und im Bauland. In: Forsch. z. dtsch. Landeskunde, H. 86, 1955. (2.)
SCHNEIDER, K. H.: Untersuchungen über typische Bodenprofile der Pfalz. In: Mitt. der Pollichia, Reihe III, Bd. 5, 1958. (3.)
SCHÖNHALS, E.: Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. In: Eiszeitalter und Gegenwart, H. 8, 1957, S. 5—17. (3.)
SCHULZ, H.: Der Geschiebedecksand als spätglaziale Wanderschuttdecke im Brandenburgischen Alt- und Jungmoränengebiet. In: Peterm. Geogr. Mitt., 1956, S. 16. (2.)
SPREITZER, H.: Frührezente und rezente Hochstände der Gletscher des Kilikischen Ala Dag im Taurus. In: Schlern-Schriften, 190, Festschrift zum 60. Geburtstag von Hans Kinzl, Innsbruck 1958, S. 265—281. (2.)
SUCHEL, A.: Studien zur quartären Morphologie des Hilsgebietes. Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. Teil IV: In: Göttinger Geogr. Abhandlungen, H. 17, 1954. (1.)
THAUER, W.: Morphologische Studien im Frankenwald und Frankenwaldvorland. In: Mitt. d. Fränkischen Geogr. Ges., Bd. 1, 1954. (2.)
TROLL, C.: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. In: Erdkunde I, 1947, S. 162—175 (umfangreiches Literaturverzeichnis). (3., 4.)
—: Der subnivale oder periglaizale Zyklus der Denudation. In: Erdkunde II, 1948, S. 1—22. (3., 4.)
UNGER, K. P.: Pleistozäne Schuttbildungen im westlichen Thüringer Schiefergebirge. In: Geologie, Jg. 7, H. 8, 1958, S. 1033—1036. (1.)
WEBER, H.: Die Oberflächenformen des festen Landes. Leipzig 1958 (bes. S. 241 ff.).
WICHE, K.: Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas. In: Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 95, 1953, S. 143—166. (3.)
—: Klimabedingte Formengestaltung im Mittelabschnitt des Hohen Atlas. In: Dt. Geogr. Tag Essen 1953, Tagungsberichte und wiss. Abh., Wiesbaden 1955, S. 140—147. (2.)
WILHELMY, H.: Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig 1958 (bes. S. 33 ff.).

Evolution of Periglacial Slopes: Papers published in Slavonic languages

By A. JAHN, L. W. ZORIN and J. SEKYRA [1]

Literature published in Polish

These are papers which mostly deal with the evolution of periglacial slopes during the Pleistocene, in various parts of Poland.

The problem of periglacial slopes in the Carpathians has been discussed by M. KLIMASZEWSKI and L. STARKEL, in the Sudeten Mountains and their forefield, by A. JAHN, H. PIASECKI, ROGALIŃSKI and SŁOWIOK, ST. SZCZEPANKIEWICZ. The subject of periglacial slopes on Polish Uplands has been dealt with by M. DORYWALSKI, J. DYLIK, A. JAHN and J. E. MOJSKI. The problems of the lateral evolution of periglacial slopes and the formation of pediments at their bases constitute a special subject repeatedly discussed by J. DYLIK. Another problem present slope deposits including those of the "grèzes litées" type (J. DYLIK, H. KLATKOWA and S. KOZARSKI).

Furthermore, there are several papers dealing with actual periglacial slopes: those in the Tatra Mountains (A. JAHN) and on Spitsbergen (J. DYLIK, A. JAHN, S. Z. RÓŻYCKI).

1. DORYWALSKI, M.: Znaczenie powierzchni peryglacjalnej dla badań erozji i denudacji gleb w okolicach Łodzi. — Importance de la surface periglaciaire pour les recherches concernant l'erosion du sol aux environs de Łódź. Biuletyn Peryglacjalny Nr 2. Łódź 1955. pp. 33—46, 187—195, 261—268.
French and Russian summary.
2. DYLIK, J.: O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. Du caractère périglaciaire de la Pologne centrale. Acta Geographica Universitatis Lodziensis. N° 24. Łódź 1953. pp. 1—109, 4 maps.
Russian and French summary.
3. DYLIK, J.: Problematyka geomorfologiczna wobec potrzeb rolnictwa. — Geomorphological problematics as related to agricultural needs. Przegląd Geograficzny (Polish Geographical Review). T. XXVI. Warszawa 1954. pp. 4—36.
Russian and English summary.

---

[1]) This bibliography has been compiled by A. JAHN, with the cooperation of L. W. ZORIN (papers in Russian), J. SEKYRA (papers in Czech).

4. DYLIK, J.: Peryglacjalne osady stokowe rytmicznie warstwowane. — Rhythmically stratified periglacial slope deposits. Biuletyn Peryglacjalny Nr 2. Łódź 1955. pp. 15—32, 175—185, 251—260.
English and Russian summary.
5. DYLIK, J.: Próba porównania powierzchni zrównań w warunkach półsuchych klimatów gorących i zimnych. — Tentative comparison of planation surfaces occurring under warm and under cold semi-arid climatic conditions. Biuletyn Peryglacjalny Nr 5. Łódź 1957. pp. 37—49, 175—186, 305—314.
English and Russian summary.
6. DYLIK, J.: Problematyka badań peryglacjalnych Łódzkiej grupy polskiej wyprawy na Spitsbergen w 1957 roku. — Periglacial investigations conducted in 1957 by the Łódź group of the Polish Expedition to Spitsbergen. Przegląd Geofizyczny (Review of Geophysics), R. III. Warszawa 1958, pp. 131—141.
English summary.
7. JAHN, A.: Przyczynek do znajomości stożków usypiskowych w krajach polarnych. — Note on the talus in the Polar Regions. Przegląd Geograficzny (Polish Geographical Review), T. XXI. Warszawa 1947. pp. 1—10.
English summary.
8. JAHN, A.: Morfologiczna problematyka Sudetów Zachodnich. — Morphological Problems of Western Sudeten. Przegląd Geograficzny (Polish Geographical Review). T. XXV. Warszawa 1953. pp. 51—59.
Russian and English summary.
9. JAHN, A.: Denudacyjny bilans stoku. — Bilan de denudation du versant. Czasopismo Geograficzne (Geographical Journal) v. XXV. Warszawa-Wrocław 1954. pp. 38—64.
French summary.
10. JAHN, A.: Slope research studies in Poland. Przegląd Geograficzny (Polish Geographical Review). T. XXVIII (Supplement), Warszawa 1956. pp. 94—100.
11. JAHN, A., Badania stoków w Polsce. — L'etude de versants en Pologne. Przegląd Geograficzny (Polish Geographical Review). T. XXVIII. Warszawa 1956. pp. 281—302.
Russian and French summary.
12. JAHN, A.: Wyżyna Lubelska, rzeźba i czwartorzęd. — Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau. Polska Akademia Nauk. Instytut Geografii. Prace Geograficzne Nr 7. Warszawa 1956. pp. 1—453. 5 maps.
Russian and English summary.
13. JAHN, A.: Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry. — Periglacial mikrorelief in the Tatras and on the Babia Góra. Biuletyn Peryglacjalny Nr 6. Łódź 1958, pp. 57—80, 227—249, 337—353.
English and Russian summary.
14. JAHN, A.: O niektórych badaniach geograficznych polskiej wyprawy naukowej na Spitsbergenie. — Report on some geographical investigations carried out by the Polish scientific Spitsbergen expedition. Przegląd Geograficzny (Polish Geographical Review). T. XXX. Warszawa 1958. pp. 223—241.
Russian and English summary.
15. KLATKOWA, H.: Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem. — Les formations des versants sur la terrasse de Kamienna près de Wąchock. Biuletyn Peryglacjalny Nr 2. Łódź 1955. pp. 91—99, 221—224, 291—294.
French and Russian summary.
16. KLIMASZEWSKI, M.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. — Polish Western Carpathians in Pleistocene. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego. Travaux de la Société des Scien. et des Lettres Wrocław Ser. B. Nr 7. pp. 1—233, 6 maps.
17. KOZARSKI, S.: Warstwowane osady stokowe w okolicy Chodzieży. — Stratified slope deposits near Chodzież. Biuletyn Peryglacjalny Nr 6. Łódź 1958. pp. 137—144, 285—286, 385—386.
English and Russian summary.
18. MOJSKI, J. E.: Asymetria zboczy dolinnych w dorzeczu Bustrzycy. — The asymmetry of slopes in the valleys of the Bystrzyca-river basin. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sec. B. v. V. Lublin 1952. pp. 27—52.
Russian and English summary.

19. Pierzchałko, Ł.: Zagadnienie dolin asymetrycznych na tle rozwoju geomorfologii klimatycznej. — Le problème des vallès dissymètriques et le dèvelopment de la géomorphologie climatique. Czasopismo Geograficzne (Geographical Journal) T. XXV. Warszawa-Wrocław 1954. pp. 359—372.
French summary.
20. ROGALIŃSKI, J., SŁOWIOK, G.: Rzeźba Gór Stołowych w świetle teorii pedyplanacji. — The relief of Góry Stołowe (Heuscheuer Gebirge) in view of the theory of pediplanation. Czasopismo Geograficzne (Geographical Journal). T. XXIX. Warszawa—Wrocław 1958. pp. 473—496, 1 map.
English summary.
21. RÓŻYCKI, S. Z.: Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacjalne na Ziemi Torella (Spitsbergen). — Zones du modelé et phénomènes périglaciaires de la terre de Torell (Spitsbergen). Biuletyn Peryglacjalny Nr 5. Łódź 1957. pp. 51—87, 187—224, 315—339.
French and Russian summary.
22. STARKEL, L.: Rozwój morfologiczny progu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. — Morphological development of the escarpment of the Pogórze Karpackie between Dębica and Trzciana. Instytut Geografii PAN. Prace Geograficzne Nr 11. Warszawa 1957. pp. 1—152.
Russian and English summary.
23. SZCZEPANKIEWICZ, S.: Peryglacjalny rozwój stoków masywu Ślęzy. — Periglacial slope development in the Ślęza Massive. Biuletyn Peryglacjalny Nr 6. Łódź 1958. pp. 81—92, 251—256, 355—359.
English and Russian summary.

Literature published in Czech

The works listed below refer almost exclusively to problems of Pleistocene periglacial slopes. They deal with the slopes occurring in the Sudeten Mountains, mainly those of the Hruby Jesenik massif (R. NETOPIL, J. PETRANEK, and M. PROSOVA) and on the Czech Upland (V. AMBROŽ, and Z. ROTH). J. SEKYRA presents a survey of periglacial problems with reference to the entire area of Czechoslovakia. Z. ROTH advances an original theory on the evolution of depressions on periglacial slopes; these depressions give rise to the formation of glaciated cirques. "All cirques, both glaciated and non-glaciated, are most probably of similar origin" — this is the author's conclusion. J. KUNSKÝ writes on actual periglacial slope processes (nival erosion) in the Karkonoše (Riesengebirge) Mountains.

1. AMBROŽ, V.: Periglacialni zjevy u Jevan. — Periglaziale Erscheinungen bei Jewan. Zprávy Geol. ústavu pro Čechy a Moravu, 18. Praha 1943. pp. 219—230.
German summary.
2. KUNSKÝ, J.: Sněhova erose v Krkonošich. — Snow erosion in the Krkonoše Mts. Ochrana přirody. R. IX. Praha 1954. pp. 1—4.
Russian and English summary.
3. NETOPIL, R.: Periglaciálni cyklus a současne geomorphologické procesy v povodi Branna v Hrubem Jeseniku. — The periglacial cycle and the present geomorphological processes in the river basin of the Branna in Hruby Jesenik. Sborn. Českoslov. Spol. Zeměp. Sv. LXI. Journal of the Czechoslovak geographical Society. Praha 1956. pp. 92—99.
Russian and English summary.
4. PETRANEK, J.: Skalni ledovec u Malé Moravky v Hrubem Jeseniku. — Rock-glacier of Mala Moravka. Přirod. sbor. Ostr. kraje. (Acta rerum naturalium districtus Ostraviensis.) 14. Opava 1953. pp. 1—19.
Russian and English summary.
5. PROSOWÁ, M.: Studie o periglacialnich zjevech v Hrubem Jeseniku. Studien über Periglazialerscheinungen im Altvatergebirge. Přirod. sbor. Ostr. kraje. (Acta rerum naturalium districtus Ostraviensis.) 15. Opava 1954. pp. 1—15, 2 maps.
Russian and German summary.

6. ROTH, Z.: Pleistocene "Stone rivers", glacier-cirques and glaciers and their mutual genetic relations. Bull. intern. de L'Acad. tcheque Scien. 1944. pp. 1—13.
7. ROTH, Z.: Skalni proudy, ledovcove kary a ledovce. Rock streams, glacial cirques and glaciers. Rozpravy II tř. Čs. Akad. 54, Praha 1954. pp. 1—30.
8. SEKYRA, J.: The development of cryopedology in Czechoslovakia. Biuletyn Peryglacjalny Nr 4. Łódź 1956. pp. 351—369.

Literature published in Russian

There are many items in Russian dealing with the discussed problem. Subject to investigations are particularly the periglacial slopes of the Ural and of Siberia. Much attention is being paid to the periglacial evolution of the slope which leads to the formation of altiplanation terraces. The latter are called in Russian "nagorniye terrasy" or "golcowiye terrasy" (BOČ, KRASNOV, OBRUČEV). Of the processes which sculpture the periglacial slope, the following are considered to be the most important: solifluxion (KAČURIN, KRASNOV), processes of weathering, and snow erosion (BOČ, ŠILO, DJOMŠIN). The evolution of the slope is closely connected with the changes affecting the permafrost, especially its degradation (KUDRJAVCEV, POPOV).

1. Боч, С. Г.: О некоторых типах делювиальных отложений Приполярного Урала. БМОИП, отд. геол. т. XVII, вып. 6, 1939.
BOČ, S. G.: O nekotorych tipach deljuvialńych otloženij Pripoljarnogo Urala. BMOIP, otd. geol. XVII, vyp. 6, 1939.
On some deluvial types of deposits of the polar section of the Ural Mountains.
2. Боч, С. Г.: Снежники и снежная эрозия в северных частях Урала. Изв. Всес. Геогр. Общ. т. 78. Ленинград 1946.
BOČ, S. G.: Snežniki i snežnaja erozija v severnych častjach Urala. Izv. Vses. Geogr. Obšč. t. 78, Leningrad 1946.
Snow patches and snow erosion in the northern part of the Ural Mountains.
3. Боч, С. Г.: Солифлюкция на Приполярном Урале. Материалы по геоморфологии Урала, вып. 1, 1948.
BOČ, S. G.: Solifljukcija na pripoljarnom Urale. Materialy po geomorfologii Urala, vyp. 1, 1948.
Solifluxion in the polar section of the Ural Mountains.
4. Боч, С. Г., Краснов, И. И.: О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания на Урале и связанных с ними проблемах. Изв. Геогр. Общ. 1943, стр. 14—26.
BOČ, S. G., KRASNOV, I. I.: O nagornych terrasach i drevnich poverchnostjach vyravnivanija na Urale i svjazannych s nimi problemach. Izv. Vses. Geogr. Obšč. 1943, str. 14—26.
On slope (altiplanation) terraces and ancient erosion surfaces of the Ural Mountains, and processes connected with them.
5. Боч, С. Г., Краснов, И. И.: Процесс гольцового выравнивания и образование нагорных террас. Природа, № 5, 1951.
BOČ, S. G., KRASNOV, I. I.: Process gol'covogo vyrawnivanija i obrazovanije nagornych terras. Priroda, No. 5, 1951.
The process of the "golec" weathering, and formation of slope (altiplanation) terraces.
6. Билибин, Ю. А.: Основы геологии россыпей. Москва 1955.
BILIBIN, JU. A.: Osnovy geologii rossypej. Moskva 1955.
Principles of talus geology.
7. Герасимов, И. П.: Современные пережитки послеледниковых явлений близки самой холодной области мира. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5, 1952.
GERASIMOV, I. P.: Sovremennye perežitki posljeljednikovych javlenij vblizi samoj cholodnoj oblasti mira. Izv. AN SSSR, serija geogr. No. 5, 1952.
Actual relicts of late-glacial features, observed in the vicinity of the coldest area on earth.

8. Дёмшин, Я. Я.: Нивальные процессы на предалтайских равнинах, в предгорьях Алтая и Салаира. Материалы 1-го совещания географов Сибири и ДВК г. Иркутск, 1959.
DJOMŠIN, JA. JA.: Nivalnye processy na predaltajskich ravninach, v predgor'jach Altaja i Salaira. Materialy 1-go soveščanija geografov Sibiri i DVK g. Irkutsk, 1959.
Nivation processes on Pre-Altai plains, and in the foothills of the Altai and the Salair Mountains.

9. Качурин, С. П.: Солифлюкционные террасы в области вечной мерзлоты. Тр. комитета по вечной мерзлоте, т. VII, 1939.
KAČURIN, S. P.: Solifljukcionnye terrasy v oblasti večnoj merzloty. Tr. komiteta po večnoj merzlote, t. VII, 1939.
Solifluxion terraces in the area of permafrost.

10. Краснов, И. И.: О болотной солифлюкции и современной трансгрессии болот в зоне тайги. Пробл. физ. геогр. т. X, 1941.
KRASNOV, I. I.: O bolotnoj solifljukcii i sovremennoj transgressii bolot v zone tajgi. Probl. fiz. geogr. t. X, 1941.
On mud solifluxion and actual mud transgression within the taiga zone.

11. Кудрявцев, В. А.: Динамика вечной мерзлоты в бассейне среднего течения р. Селемджи. Тр. комитета по вечной мерзлоте, т. VIII, 1937.
KUDRJAVCEV, V. A.: Dinamika večnoj merzloty w bassejne srednego tečenija r. Selemdži. Tr. komiteta po večnoj merzlote, t. VIII, 1937.
Dynamics of permafrost in the basin of the middle course of the Selemdza river.

12. Воскресенский, С. С., Зорин, Л. Б., Симонов, Ю. Г.: Закономерности склонообразования в Сибири. Известия МГУ, серия геогр. № 1, 1960.
WOSKRESENSKIJ, S. S., ZORIN, L. B., SIMONOV, JU. G.: Zakonomernosti sklonoformirovanija v Sibiri. Izvestija MGU, serija geogr., No. 1, 1960.
Criteria of the formation of slopes in Siberia.

13. Обручев, С. В.: Солифлюкционные (нагорные) террасы и их генезис на основании работ на Чукотском полуострове. Пробл. Арктики, № 3—4, 1937.
OBRUČEV, S. V.: Solifljukcionnye (nagornye) terrasy i ich genezis na osnovanii rabot na Čukotskom poluostrove. Probl. Arktiki, No. 3—4, 1937.
Solifluxion (mountain) terraces and their origin in the light of investigations carried out on the Chukotsk peninsula.

14. Обручев, С. В.: Изучение форм рельефа и отложений окололедниковых областей. Справочник путешественника и краеведа, т. II, Географгиз, 1950.
OBRUČEV, S. V.: Izučenije form rel'efa i otloženij okolednikovych oblastej. Spravočnik putešestvennika i kraeveda, t. II, Geografgiz, 1950.
Investigation of relief forms and of deposits in periglacial areas.

15. Попов, А. И.: Происхождение бугристых торфянников Енисейско-Тазовского междуречья. Рефераты научно-исслед. работ за 1944 г., АН СССР, 1945.
POPOV, A. I.: Proischoždenije bugristych torfjannikov Enisejsko-Tazovskogo meždureč'ja. Referaty naučno-issled. rabot za 1944 g., AN SSSR, 1945.
The origin of the bugor peatbogs of the region situated between the Yenisei and the Tasow rivers.

16. Симонов, Ю. Г.: К вопросу о происхождении пологих склонов в нижнем и среднем Приангарье. Научн. докл. Высшей школы, геол.-геогр. науки, № 2, 1959.
SIMONOV, JU. G.: K voprosu o proischoždenii pologich sklonov v niźném i srednem Priangar'e. Naučnyje dokl. Vyssej školy, geol.-geogr. nauki, No. 2, 1959.
On the origin of gentle slopes occurring in the lower and middle part of the Angara river basin.

17. Шило, Н. А.: Роль субполярного климата в образовании и размещении россыпей. Тезисы докл. научн. сессии по изучению закономерностей разм. россыпей, М., 1959.
ŠILO, N. A.: Rol' subpoljarnogo klimata v obrazovanii i razmeščenii rossypej. Tezisy dokl. naučn. sessii po izučeniju zakonomernostej razm. rossypej, M., 1959.
Significance of the polar climate in the formation and arrangement of talus sheets.

18. Яковлев, С. А.: Валунно-галечниковые отложения восточного склона среднего Урала. Сов. геол. № 2, 1940.
JAKOVLEV, S. A.: Valunno-galečnye otloženija vostočnogo sklona srednego Urala. Sov. geol. No. 2, 1940.
Block and gravel deposits on the eastern slope of the Middle Ural Mountains.

Literature published in Bulgarian

Гловня, М.: Геоморфоложки проучвания в югозападния дял на Рила Планина. Годишник на Софийския университет. биол.-геол.-геогр. факултет. т. LI, 1956—57.
Glovnja, M.: Geomorfološki proučvanija v jugozapadnija djal na Rila Planina. Godišnik na Sofijskija universitet, biol.-geol.-geogr. fakultet, t. LI, 1956—57. — Etude de géomorphologic dans la partie sud-ouest de la Rila Planina. Annuaire de l'université de Sofia, Fac. de biol.-géol.- et géogr. v. LI, 1956—57.

Literature on slope denudation in Finland, Iceland, Norway, Spitsbergen and Sweden

By

Anders Rapp, Uppsala

With 5 figures

I. Introduction to the bibliography

The list has been compiled with the kind help of Professor V. Okko (Finland), Professor S. Thorarinsson (Iceland), Dr. F. Jörstad (Norway) and the four Swedish professors K. E. Bergsten (Lund), F. Hjulström (Uppsala), G. Hoppe (Stockholm) and S. Rudberg (Gothenburg).

There are difficulties of at least two kinds which meet anyone who has to prepare a bibliography like this; firstly, to decide what articles should be included, secondly, to find as many as possible of them. Certainly there are many articles or observations on slope denudation which ought to be added to the following list and the author will be grateful to receive additions.

The following branches have been included:

a. Rock and soil weathering, mechanical or chemical, primarily when it is treated as a component of denudation.
b. All types of denudation processes excluding river erosion, glacier and wave erosion.
   (Rockfalls, landslides, mudflows, creep, sheet-wash and ravine formations thus are included.)
c. Articles of other types concerning the forms or development of slopes.

As concerns the vast literature on patterned ground and solifluction within the Scandinavian mountains and elsewhere, only those works, which in some way treat the solifluction as a denudation factor, have been included. (See further Rapp & Rudberg 1960).

Only very few of the works listed have the development of slopes as their central theme but in most cases there are short descriptions of denudational forms or processes or a general discussion concerning type, rate or capacity of sub-aerial denudation.

II. Some general aspects of the continued research on slope development

The following pages (Part III.) contain primarily a report on the study of „sub-aerial" slopes in north-western Europe. But some of the examples and views may also serve as information on methods which are suitable for future use in other parts of the world too. Most of these methods have been proposed earlier in the "Premier rapport de la commission pour l'étude des versants" to the Rio Congress in 1956 (cf. articles by BIROT, MORTENSEN and others in that report).

The methods recommended and exemplified in the present article are the following:

1. Continuous quantitative measurements of slope processes within representative areas in nature (possibly at field stations), where the annual development is recorded. Both sporadic and continuous processes must be examined.

2. Comparisons between old and new photographs of certain slopes, combined with detailed field studies within the locality on the pictures (examples in Figs. 1 and 2 below).

3. Analysis of recording of mass-movements on unprotected communication lines, especially railways in mountain terrain (example in Fig. 4 below).

4. Analysis and mapping of mass-movements mentioned in earlier literature or in tradition (example in Figs. 3 and 5).

5. Recording of all kinds of catastrophic and sporadic slope denudation within the different climate zones. Example of problems: "Is the recent slope development dominated by (a) catastrophic and sporadic slope processes or by (b) continuous slope processes, working every year?" Type (a) is probably dominant in certain slopes and certain climates, type (b) in others.

In view of the experiences referred on the following pages it seems suitable to start international team-work in recording the regional distribution and morphologic activity of torrential rains within different climate zones. This work might, for instance, result in a map with dot symbols of various sizes representing the cases recorded in the period 1960—1963 in as many countries as possible. The map could be presented at the International Geographical Congress in 1964 and could be followed by similar recordings in the future.

The coordination of the proposed work could probably be arranged and led by the Commission for the study of slopes.

III. Studies on the recent development of slopes in Scandinavia and Spitsbergen

The following comment is restricted to Scandinavia and Spitsbergen because the author knows too little of the conditions in the other "Norden" countries to be able to treat them.

In general it might be said that the development of slopes most likely goes on in different ways and at different rates in various environments. The factors which control the slope development are suppsed to be: (a) the inclination of the slope, (b) the type of bedrock or soil, (c) the climate, (d) the vegetation (for example, natural forest or arable land, etc.). Besides these factors, the size of the slope is also of importance.

For a regional review of slope types it is necessary to follow some simple kind of classification, based on some of the factors mentioned above. In the

following the slopes are first grouped in climate-morphological zones according to Büdel (1948) (see further Rapp & Rudberg [1960]), and second they have been divided into three simple inclination classes: steep (90° to about 30°), moderate (roughly from about 30° to a few degrees) and gentle slopes (from a few degrees to almost horizontal).

A. The block-field zone and the tundra zone

The block-field zone (or frost-shatter zone) is generally supposed to have the most intense frost-weathering and denudation because of its severe climate and the lack of stabilizing and insulating vegetation cover. It is the dominating zone in Spitsbergen outside the glaciers. In the Scandes it is best developed in the amphibolite mountains above an altitude of about 1000—1200 m in northern Lappland. In central Norway it extends down to 1400—1600 m.

In the tundra zone the ground is covered by mainly grass and dwarf shrubs. The weathering is considered to be weaker here than higher up in the block-fields.

1. Steep slopes

The rock-wall slopes in the higher parts of the Scandes are mainly cirque walls or trough-valley walls which were steepened by the glaciations. Thus they are relict land forms which are now going through a post-glacial back-wearing towards equilibrium with the recent periglacial climate conditions.

The main transport processes working on the steep slopes are probably rockfalls, mudflows and dirty snow avalanches. At the foot of most steep walls are talus slopes, supplied by recent rockfalls. The recession of the high and steep walls seems to be rather restricted and not exceeding a few metres during the whole post-glacial period neither in the mica-schists or amphibolites of maritime northern Lappland, nor in the permocarboniferous sedimentary rocks of Spitsbergen (Rapp [1957, 1960]).

The amphibolite mountains often have their walls very regularly dissected into rockfall and avalanche chutes, possibly eroded mainly before post-glacial times. This is also the case in the Permocarboniferous mountains in Spitzbergen (op. cit.) where the dissection of the walls is more marked than in Lappland.

Snow avalanches are of great morphological importance within the higher parts of the Scandes, forming typical debris accumulations, for instance "road-bank tongues" and "fan tongues" (Rapp [1959], Flink [1959], Hammar & Svensson [1959], Gustavsson & Olsson [1960]).

The movements by talus-creep have been analysed on some restricted localities, partly by means of comparing old and new photographs of the same slope. Stable conditions with no visible movements were proved for dry talus cones in Spitsbergen (Amrén [1960]) (period 1873—1959), Rapp (1960) (period 1882—1954), see Figs. 1 and 2. The same stable conditions have existed in amphibolite talus in the Sarek Mts., Lappland, between 1897 and 1959 (photo comparison by Hammar & Svensson [1959]). On the contrary, it could be observed in all these photo studies that the development of gullied talus or steep alluvial cones is going on at a faster rate than in the dry talus, through momentary and sporadic mudflows and torrents. The retreat of a rock-wall thus seems to be accelerated when it passes from uniform to dissectional retreat. The

Fig. 1. Southern slope of Mr. Skansen, Vestspitsbergen 22nd july 1873. Detail of panorama. Photo by A. E. NORDENSKIÖLD's expedition.

Description: Height of talus slope ca. 150 m, rock-wall ca. 150 m. Bedrock of Permocarboniferous cherts, limestones, sandstones in the wall and limestone with gypsum layers under the talus. Rock debris mainly cobbles and small boulders. Dark patches of vegetation (lichens, mosses, Saxifraga, Dryas). Arrows 1–6, see Fig. 2

Fig. 2. The same view as on Fig. 1. Photo by H. Amrén, Uppsala, 31st July 1959.
Analysis: Arrows 1–3 point out some details near the base which are the same 1873 and 1959 and indicate the stability of the talus base. No. 1: bright strip of small slide into vegetation. Nos. 2 and 3: black triangular vegetation pitches with identical positions 1873—1959. Compare similarities along the right-hand side of the talus. No. 4: Abandoned mine opening (within circle) and hut. On the alluvial cone several young mudflows. Nos. 5–6 show front of largest, new mudflow deposit.
Conclusion: Very slow development of rock-wall and talus, more rapid on alluvial cone

dissection of a rock-wall means an increase of its total free surface open to weathering and it also means a concentration of, and a greater capacity in the transport processes (running water, avalanches, mudflows) in the bottom of the chutes and gullies. These two factors among others both tend to accelerate the rate of slope recession in dissected walls as compared with simple walls.

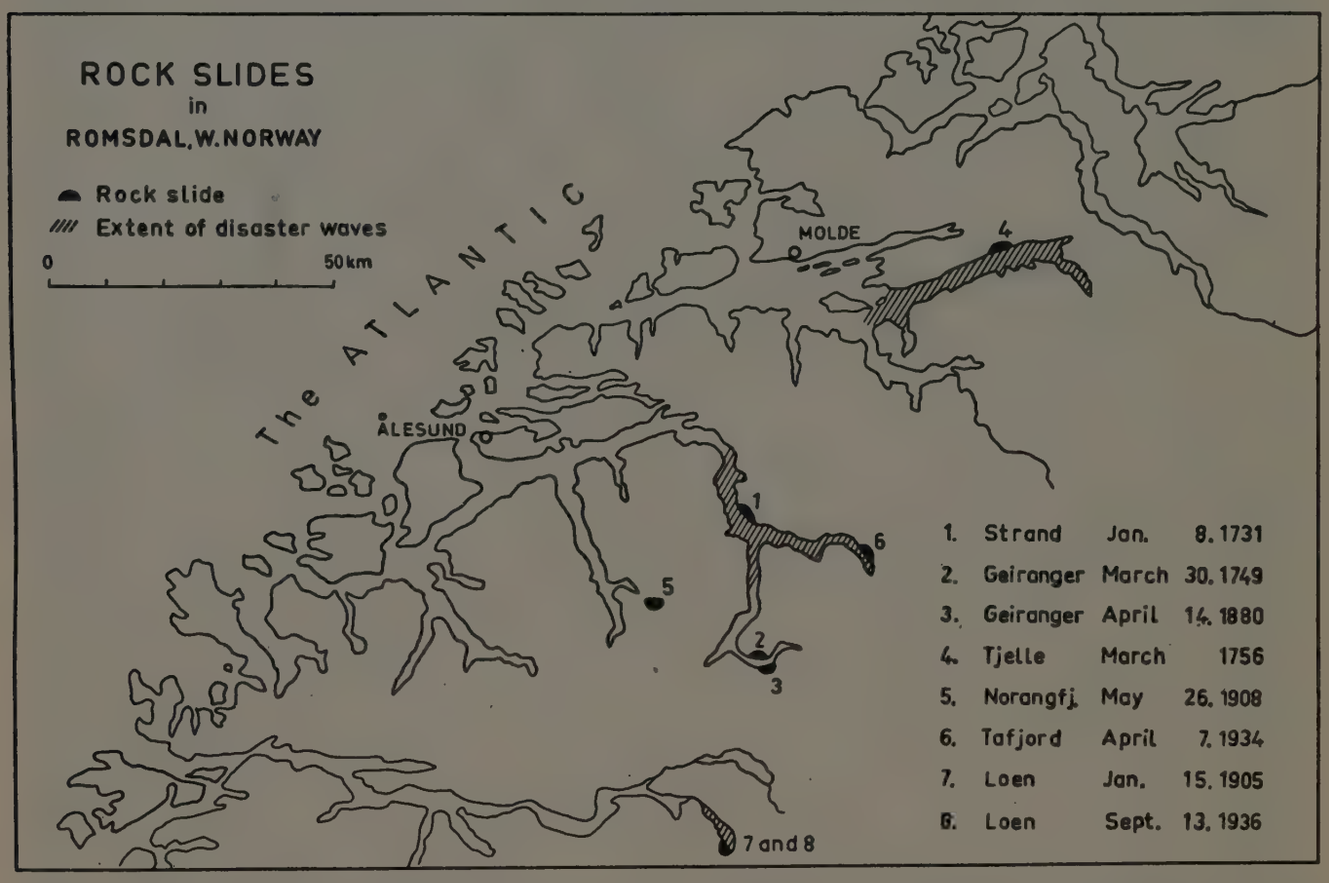

Fig. 3. Large rockslides in Romsdal fylke, western Norway. The slides were released from steep fjord sides. Approximate volumes, for instance, Tjelle 12 million m³, Loen 1905 0.5 million m³ (Fig. after BUGGE 1937)

2. *Moderate slopes*

Large mudflows after heavy, local rains in Västerbotten, Sweden, were described by RUDBERG (1950). They started above the timber line but forced down a track 100 m broad through a forest of birch and spruce (see further notes on mudflows and earth-slides in "The forest zone"). Other similar mass-movements after rapid snow-melting or heavy rains have been reported from many parts of the Scandes, but not described or examined in detail.

On October 6, 1959, numerous slides and mudflows occurred in the mountains between Narvik and Abisko in northern Scandinavia (RAPP [1960]). They were released by extremely heavy rains (107 mm recorded in 24 hours).

The creep movements on "full-grown" simple talus slopes or on block-fields with an inclination about 30° or lower has not yet been thoroughly studied. There are many signs indicating that these slopes are rather stable. For instance, there are in some localities undisturbed lateral drainage channels in moderate slopes indicating stability since the deglaciation some thousands of years ago.

In the tundra zone solifluction tongues and terraces are common especially in the more precipitous, western parts of Lappland. The movement of solifluction tongues is recorded on a few localities (SANDBERG [1938], WILLIAMS [1957, 1959], RAPP [1957], RUDBERG [1958]). In general the yearly movement seems to be from a few centimetres down to nearly nil.

As regards solifluction in Spitsbergen, HÖGBOM (1914) considered that on many localities an annual movement of about half a metre was "normal". This opinion is also shared by several modern authors. On the contrary, W. BLAKE, of Stockholm, reports no visible solifluction movements at Murchison Bay, North-East Land, after comparison between air photos from 1938 and field studies in 1958. BLAKE also inserted wooden stakes in a solifluction tongue, but it showed no movements from 1957 to 1958 (oral communications). These scattered contradictory observations demonstrate the need for more and continued recordings on this much discussed but little known subject. Such recordings have already been started on Spitsbergen by Polish (JAHN [1958]) and German (BÜDEL [1959]) expeditions.

3. Gentle slopes

It has already been mentioned that sporadic torrents, mudflows and dirty snow avalanches can deposit rock debris and soil far out in flat valley bottoms under moderate and steep slopes.

On the flat valley bottoms of the trough valleys in the block-field zone the streams are generally not incised into gullies but run in broad, shallow, sometimes anastomosing branches. They flood wide areas during the intense snow-melting in June, but seem to cause only unimportant lateral and vertical erosion.

Nor does the sheet-wash seem to have any visible effect either in the block-fields or in the tundra zone. As regards solifluction on gentle slopes, we have practically no measurements, except for assorting movements within stone polygons etc.

Forming of ice-needles is a common phenomenon in autumn, but the quantitative importance of this process seems to be very small.

B. The forest zone

The slopes in the forest zone like those above the timber line in the high mountains are mostly relict glacial forms, for instance, rock-walls formed by glacial plucking, moderate or gentle till slopes, gentle slopes of glacial or post-glacial clays etc.

1. Steep slopes

The recession of rock-walls in post-glacial times goes on as a rule slowly by means of weathering and small rockfalls, forming talus slopes. This is exemplified by scattered observations from suitable localities in the Norrland province of Sweden and also from local, steep slopes in southern Sweden such as the gneiss walls of the hills in Skåne (SELBERG [1960]) and Bohuslän (ALER [1958]) and the dolerite plateau mountains of Västergötland (JOHANSSON [1935]). The steep granite walls in Bohuslän are markedly more resistant to weathering and rockfalls than the gneisses nearby.

On the other hand, there are also areas of higher steep slopes, which are not receding by small rockfalls but mainly by very large catastrophic falls or slides. This is the case on the Norwegian fjords, especially in the area of the Romsdal's gneiss N. of Bergen. They are a good example of the influence of lithology on the slope processes but their localisation is also caused by the very

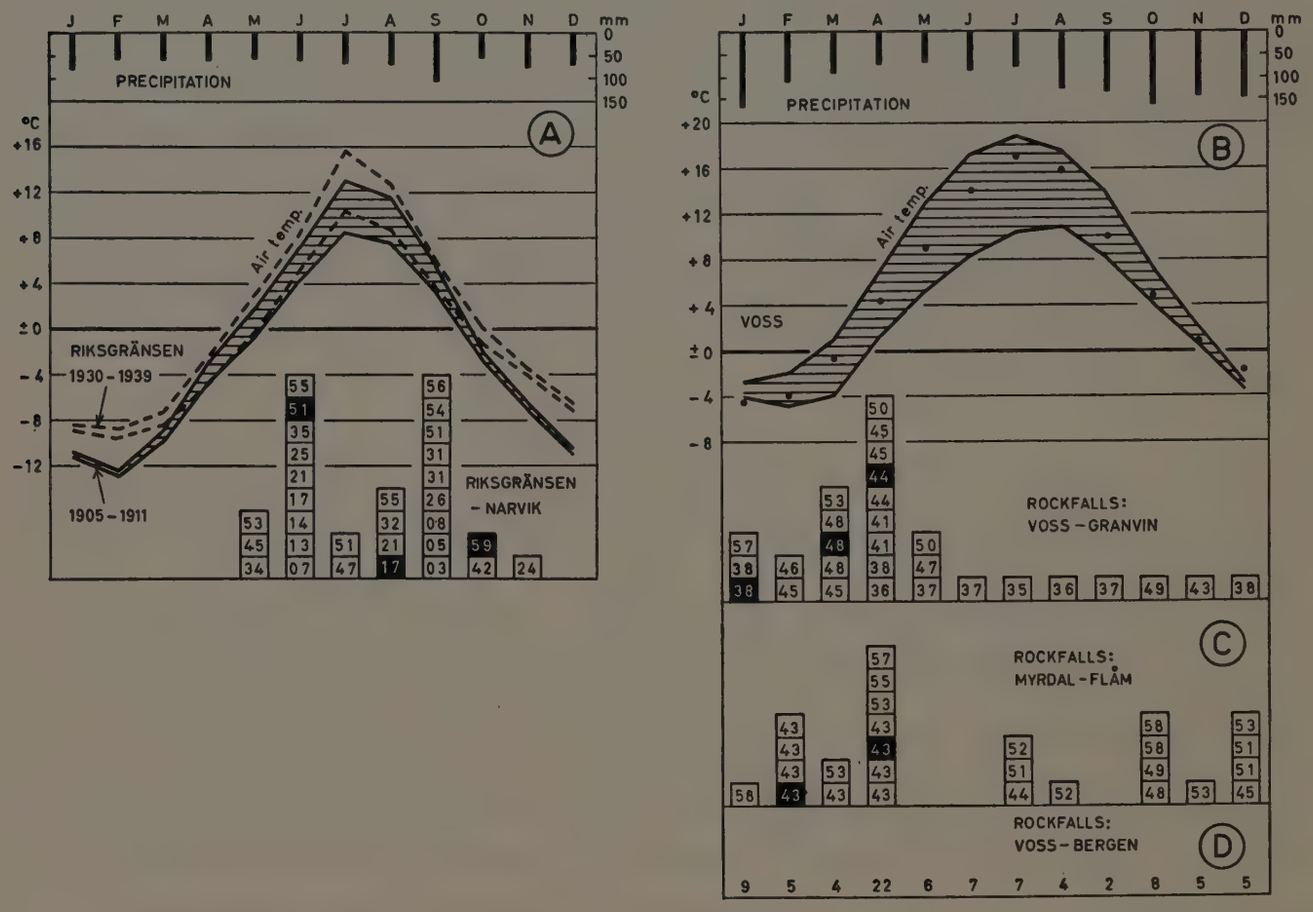

Fig. 4. Diagrams showing annual periodicity of mass-movements on some railway lines in Scandinavia.

A. Rockfalls and earth-slides recorded on the Riksgränsen-Narvik railvay 1902–1959 (68° N. lat.).

B, C, D. Rockfalls recorded on three railway lines in western Norway. Black square means more than one fall etc. in one day. The year of each case is marked out within the square. The curves show the average max. and min. diurnal temperatures. Most of the falls are probably smaller than 10 m³. Falls in tunnels are not included.

B. Voss-Granvin railvay, 1935–1958.
C. Myrdal-Flåm railway, 1943–1958.
D. Voss-Bergen railway, 1920–1958.

All three railway lines are situated about 61° N. In the last case (D) the number of falls is marked out in figures, not in piles. (After RAPP 1960)

high and steep relief in the district. Descriptions and detail studies of large rockslides have been made from the Romsdal area by BUGGE (1937), HOLMSEN (1936), JØRSTAD (1956) and others, and from other areas by, for instance, KOLDERUP (1955).

Fig. 4 gives an example of the frequency and marked yearly periodicity of the smaller rockfalls, which have been recorded on some railways in Norway.

The diagram gives strong support to the idea that most of the falls are caused by frost-bursting and then released in spring a short time after the air temperature has become consistenty positive, that is to say, when the thaw has advanced deep enough into the rock to loosen the rock segment. The September maximum on the Riksgränsen-Narvik piles is probably caused by earth-slides released by autumn rains, but as the records do not distinguish between rockfalls and earth-slides, they could not be separated on the diagram. Another interesting point on these diagrams is that they show a very marked "winter sleep" of mass-movements in the north (Riksgränsen-Narvik) but scattered rockfalls during the whole winter in the Bergen district, which corresponds very well with the temperature characteristics of the two areas.

Analyses similar in principle of records of mass-movements on railway lines would probably be a very good source of information concerning slope development in different parts of the world. This kind of material must, of course, be treated carefully, bearing the artificial factor of human activity in mind, but they at least seem to give good information on the periodicity and frequency of mass-movements, and perhaps they could also in favourable cases be used for quantitative calculations of rockfall volumes and average wall retreat.

2. Moderate slopes

There are several observations of earth-slides, mudflows, avalanches, etc. from the mountains reaching above the forest line, where the mass-movements have forced their way through the forest causing broad tracks far down on moderate and gentle slopes (cf. RUDBERG [1950]). But there are also many observations of the protective action of the tree roots against mass-movements, demonstrated most clearly perhaps in those cases where slides etc. coming from above the forest line have been stopped by the trees in the uppermost part of the forest.

In the valley of Klarälven in northern Värmland there are examples of mudflows and related earth-slides released on 30°-slopes of till, under forest cover (pine and spruce). They fell the trees forming 5—10 m broad slide tracks. They occur in spring (Å. SUNDBORG, oral communication).

The present writer has only once seen the effects of mudflow and gullying in coniferous forest. It occurred after a heavy rain at Blyberg in Dalarne, Sweden. It did not fell any trees but ploughed a gully 0.5—1 m deep and 50—100 m long in the till.

On July 31, 1959, momentary slope processes after heavy rain (286 mm in 24 hours, the highest value recorded in Sweden) destroyed cultivated land at Ivön, NE. Skåne (CHRISTOFFERSSON & ANDERSSON [1959]). On this occasion gullies several metres deep and wide were formed.

The rain catastrophe at Ivön and those mentioned above from northern Sweden indicate that the regional distribution and morphologic activity of torrential rains would be a very important and interesting study within climate morphology. "What role do the precipitation extremes play in the slope development within the different climate zones, qualitatively and quantitatively?" This theme should prove very fruitful for global team-work among morphologists

from all climate zones. Compare, for instance, descriptions of rain catastrophes given by STERNBERG (1950) from Brazil, BAIRD & LEWIS (1956) from Scotland, SEEDORF (1957) from Germany, and so on.

Creep movements are indicated on till slopes in Sweden by the fact that the stones below the surface layer in most measured cases are orientated with their longaxes pointing downslope (RUDBERG [1958]).

3. Gentle slopes

We distinguish between slopes of bare bedrock, rock debris, till, glacifluvium and fine-grained sediments, mainly clay. The four firstmentioned generally show

Fig. 5. Earth-slides and ravine formations in the valley of the river Göta älv N. of Gothenburg, Sweden. Some of the slides have been dated approximately by comparison with old land-survey maps. One slide is dated to 1806. Datings by Å. SUNDBORG, Uppsala. Heights in metres. Thick lines with spikes = slides. Thin lines with spikes = ravines. White surfaces = valley bottom with clayey sediments. Thick contours with altitude figures = bedrock hills.
(After map by JÄRNEFORS 1959)

almost no changes since the deglaciation or since they were abraded by the waves during one period of the post-glacial uplift of land. HÖGBOM (1926) interprets flatlying boulder fields in Norrland as recent features fed from weathering rock-walls and removed by actual creep.

On the cultivated lowland plains and valleys with clay and silt sediments there occur sometimes sporadic sheet-floods and gully erosion or slides. An example of rill erosion on arable land after rapid snow-melting in winter is described from Skåne by Åberg (1959).

One type of slides, which have been included in the literature list is perhaps worth a special mention. This is the type of earth-slide occuring in river-banks and ultimately caused by the postglacial uplift of Scandinavia. There are many works in the list from Sweden dealing with such slides from the river Göta Älv (between Lake Vänern and Gothenburg), where they are frequent and cause great economic damage because the river valley is an important communication line both for land and water traffic. Consequently they have been studied thoroughly.

Most of these slides are prepared by deep erosion by the river through its former clayey sediments. As they are so large and generally cut backwards from the river banks about one or several hundred meters, they mean such an important valley widening and slope development that they are listed here (Fig. 5).

Finland

Brenner, Thord: Beispiele von Massenverdrängung durch Bodenbelastung. Fennia 50, No. 19, 1928.

Eskola, Pentti: On the disintegration of rapakivi. Bull. Comm. géol. Finlande 92, 1930, s. 96 bis 105.

—: On phenomena of solution in Finnish limestones and on sandstone filling cavities. Bull. Comm. géol. Finlande 36, Fennia 3 , No. 4, 1913.

—: Rapakiven moroutumisesta. Vanhoja ja uusia tutkimuksia. English summary: On the disintegration of the rapakivi. Terra, 1930, s. 151—176.

Hackman, V.: Om ett fall av spontan söndersprickning av rapakiviytan. Deutsches Referat: Über einen Fall spontanen Zerspringens der Rapakivioberfläche. Terra 45, No. 3, 1933.

Hausen, H.: Orografiska studier på Åland med särskild hänsyn till rapakiviberggrunden och dess förklyftningsförhållanden. Fennia 28, No. 4, 1910.

—: Spricktektoniska studier i Åbolands skärgård. Nordenskiöld-samfundets tidskrift 2, No. 2, 1942.

—: Überreste präglazialer Verwitterungsprodukte im Felsgrunde von Nådendal-Naantali, SW Finnland. Acta Acad. Aboensis, Math. & Phys. 8, No. 1, 1934.

Hellaakoski, A.: Erdschlipfe in Südwest-Finnland. Fennia 41, No. 5, 1920.

Härme, Maunu.: On a pre-glacial weathering in Tyrvää, Southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 144, 1949, s. 87—89.

Kranck, E. H.: Om sambandet mellan berggrundens byggnad och topografien i södra Finlands kustområde. Summary: On the relationship between the structure of the rockground and the topography of the coast-region of south Finland. Fennia 63, No. 2, 1937.

Leiviskä, I.: Über die Oberflächenbildung Mittel-Ostbottniens und ihre Entstehung. Fennia 25, No. 2, 1907.

Ohlson, Birger: Ett karstfenomen vid Toskaljärvi i nordligaste Enontekiö. Deutsches Referat: Ein Karstphänomen bei Toskaljärvi im nördlichsten Enontekiö. Terra No. 1, 1959, s. 17—25.

Olander, A. I.: Jalasjoen Pitkäkoskella v. 1920 tapahtunut maanvieremä. Deutsches Referat: Ein Fall von Erdrutsch am Flusse in Süd-Österbutten. Terra, 1934, s. 38—41.

Rathjens, K., & Wissmann, H. von: Oberflächenformen und Eisböden in Lappland. Petermanns Mitt. 75 Jhrg., 1929, s. 120—126.

Rosberg, J. G.: Die Klüftungs- und Verwitterungsformen der Rapakivi-Gesteine. Medd. Geogr. Fören, 10, 1915, s. 1—2.

Salminen, Antti: The influence of exposure upon temperature differences in rocks. Agrogeologisia julkaisuja 32, 1932: Bull. Comm. géol. Finlande 97, 1933, s. 52—62.

—: On the weathering of rocks and the composition of clays. Agrogeologisia julkaisuja 40, 1935.

SEDERHOLM, J. J.: Über Bruchlinien mit besonderer Beziehung auf die Geomorphologie von Fennoskandia. C. R. **XI** Congr. Géol. Intern., Stockholm, 1910.
—: Weitere Mitteilungen über Bruchspalten, mit besonderer Berücksichtigung zur Geomorphologie von Fennoskandia. Bull. Comm. géol. Finlande **37**. Fennia 34, No. 4, 1913.
STRAATEN, L. M. J. U. VAN: Occurence in Finland of structures due to subaqueous sliding of sediments. Bull. Comm. géol. Finlande **144**, 1949, s. 9—18.
TANNER, V.: Zur Deutung der Genesis des ausgeebneten Reliefs der Hochflächen und „Widden" in Fennoskandia. Bull. Comm. géol. Finlande **97**, 1932, s. 40—51.
—: Jordskredet i Jaarila. Résumé en francais. Bull. Comm. géol. Finlande **68**, Fennia 45, No. 4, 1924.
—: Die Oberflächengestaltung Finnlands. Eine übersichtliche Darstellung der Morphographie und Morphologie sowie der Morphogenie in chronologischer Beziehung. Bidrag till kännedom af Finlands Natur och Folk **86**, 1938.
—: Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Bull. Comm. géol. Finlande **38**, 1915.
—: Ett säreget slag av masstransport i serpentiniserade älvar i Lappland. Geogr. fören. tidskr. 1912, s. 374.

Iceland

JÓNSSON, O.: Skriduföll og snjóflód. I—II. 586 + 555 pages. Akureyri. (A comprehensive work on rock slides and snow slides in Iceland, written in Icelandic by an amateur geologist). 1957.
KING, C. A. M.: Scree profiles in Iceland. IGU. Prem. rapport de la comm. pour l'étude des versants. Amsterdam 1956. pp. 124—125.
LEWIS, W. V.: Snow patch erosion in Iceland. Geograph. Journal Vol. 94, 1939, pp. 153—161.
THORARINSSON, S.: Thar sem háir hólar. Náttúrufraedingurinn, Vol. 24, pp. 7—15. With an English summary (The paper deals with rockslides in Iceland and their origin). 1954.

Norway

(Articles on rock-weathering, see bibliography by D. L. LINTON in the Prem. rapp. de la comm. pour l'étude des versants. p. 16—24. Amsterdam 1956.)

BJERRUM, L., & ROSENQVIST, I. T.: Norwegian clay slides and their geotechnical aspects. (Norske leirskred og deres geoteknikk.) Naturen, Vol. 80, 1956, 15 p. (Norwegian Geotechnical Institute. Publ., 15.)
Slides in natural slopes on quick clay in Norway are described. English summary.
BRIGHAM, A. P.: A Norwegian Landslip. Bull. Geogr. Soc. Philadelphia, Vol. **IV**, No. 5, 1906, p. 46—50.
BUGGE, A.: Fjellskred fra topografisk og geologisk synspunkt. Avec un résumé (p. 357—360). Norsk Geogr. Tidskr. 6. Oslo 1936—1937, p. 342—360.
—: Skred og skredsikring. Naturen B. 62. Bergen 1938, p. 257—265.
CORBEL, J.: Les karsts du nord-ouest de l'Europe. Lyon 1957.
EIDE, O.: The slide at Bekkelaget, October 7th, 1953. (Skredet ved Bekkelaget i Oslo 7. oktober 1953.) — Teknisk ukeblad, Vol. 102, Nos. 31, 33, 1955, p. 655—666, 717—721. (Norwegian Geotechnical Institute. Publ., 11.)
A description is given of the slide at Bekkelaget in 1953 and investigations and computations carried out at the Norwegian Geotechnical Institute in connection with the slide.
ESKOLA, P.: Loenin vourensyoksy (Mountain slip at Lake Loen). Terra 48, Helsinki 1936, p. 193—197.
FOSS, K.: Stenraset paa söndre Flatmark den llte mars 1922. Årskr. Romsdals Sogelag 5, 1925, p. 29—31.
GOLDSCHMIDT, V. M.: Om de mekaniske principer for skred og utrasninger Norsk Geol. Tidsskr. 5 (1918—1919), Oslo 1920, p. 401—403. Diss. 403—406.
HELLAND, A.: Raset paa Ravnefjell i Loen. Naturen 29, Bergen 1905, p. 161—171.
HOLMSEN, G.: De siste bergskred i Tafjord og Loen, Norge. Svensk Geogr. Årsbok, Lund 1936, p. 171—190. Zusammenfassung: Die letzten Bergstürze in Tafjord und Loen, Norwegen, p. 187—190.
—: Gloppura i Byrkjedal. Naturen B. 69, Bergen 1945, p. 159—160. (prehistoric landslides).

Holmsen, P.: Landslips in Norwegian quick-clays. Géotechnique, Vol. 3, No. 5, 1953, p. 187—194. (Norwegian Geotechnical Institute. Publ.,2.)
A description of slides in quick clay; geographical distribution, mechanism, supposed causes and damage induced by landslides.

Hovind, H.: Fotografier av et faldende stenskred. N. Geogr. Selsk. Aarb. 20, 1908—1909, p. 51—54.

Isachsen, F.: Urdeböskredet i Rauland. Reisenotater. Norsk Geogr. Tidsskr. 6, 1936—1937, p. 361—363.

Jørstad, F. A.: A 200 year memorial of the rockslide at Tjelle. (Fjellskredet ved Tjelle. Et 200-års minne.) Naturen, Vol. 80, No. 6, 1956, p. 323—333. (Norwegian Geotechnical Institute. Publ., 15.)
The paper describes a great rockslide occuring 200 years ago at Tjelle in «Møre og Romsdal» county.

Kaldhol, H.: Bölgehögdene ved Tafjordskredet. Tidsskr. Sunmöre historielag 1936.

Kaldhol, H., & Kolderup, N.-H.: Skredet i Tafjord 7. april 1934. Bergens Mus. Årb. 1936, Nat. vid. s. Nr. 11, 15 p. Deutsche Zusammenfassung, p. 14.

King, C. A. M.: Geomorphology in Austerdalen, Norway. Geograph. Journal, Vol. 125, 1959, p. 357—369.

Kolderup, N.-H.: Raset i Modalen 14. august 1953. Norsk Geol. Tidsskr. B. 34, 1955, p. 211—217.

Möller, H.: Om Steen-Uurer i Norge. Top. Journal 5, 20 (1797), p. 123—125.

Nielsen, M. R.: Skredet på Digranes i 1443. Norsk Geol. Tidsskr., B. 11, 1947, p. 323—333. (Slide of snow, earth, rock debris.)

Rasmusson, G.: Primära karrenformer i Lofoten. Svensk Geogr. Årsbok, Lund 1956, p. 191.

Reusch, H.: Skredet i Loen 15. januar 1905. Norges geol. Unders. No. 45. Aarbog 1907, nr 3, p. 1—20. Summary p. 18—20.

Sevaldson, R. A.: The slide in Lodalen October 6, 1954. (Raset i Lodalen 6. oktober 1954.) Tekniske meddelelser NSB, Vol. 4, No. 2, 1956, p. 42—57. (Norwegian Geotechnical Institute. Publ., 19.)

—: The slide in Lodalen, October 6th, 1954. Geotechnique, Vol. 6, No. 4, 1956, p. 1—16. (Norwegian Geotechnical Institute. Publ., 24.)
The paper reviews the field investigations and the stability calculations made.

Williams, P. J.: Some investigations into solifluction features in Norway. Geograph. Journal 1957, 123, 1.

—: The direct recording of solifluction movements. Am. Journ. of Science. Vol. 225, Dec. 1957, p. 705—714.

—: Solifluction and patterned ground in Rondane. Norsk Videnskaps-Akad. i Oslo. I Matem. Naturv. Klasse, 1959, p. 1—16.

Wråk, W.: Sur quelques «Rasskars» (couloirs d'éboulis) dans les escarpements des vallées glaciaires en Norvège. Bull. Geol. Inst. Uppsala. Vol. XIII, 1916, p. 287—298.

Young, A.: Scree profiles in west Norway. Prem. rapp. de la comm. pour l'étude des versants. Amsterdam 1956, p. 125.

Spitsbergen

Amrén, H.: Sluttningsutveckling på fjället Skansen, Spetsbergen, 1873—1959. (Unpublished.) Geogr. Inst. Uppsala 1960.

Blanck, E., & Rieser, A.: Die wissenschaftlichen Ergebnisse einer bodenkundlichen Forschungsreise nach Spitzbergen. Chemie der Erde, Bd. 3. Jena 1928.

Büdel, J.: Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde, Bd. III, Lfg. 1—3. Bonn 1948.

—: Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. Erdkunde, Bd. XIII, Bonn 1959.

—: Die Frostschutt-Zone Südost-Spitsbergens. Colloquium Geograph. Bd. 6. Bonn 1960.

Corbel, J.: Les karsts du nord-ouest de l'Europe. Lyon 1957.

Dege, W.: Welche Kräfte wirken heute umgestaltend auf die Landoberfläche der Arktis ein? Polarforschung, Bd. II, 1949.

HÖGBOM, B.: Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. **XII**, 1914.

JAHN, A.: Geomorphological and periglacial researches carried out north of Hornsund fiord in summer 1957. Przeglad Geofizyczny d. Rozn. **III**, zeszyt 2. Warszawa 1958.

MAC CABE, L. H.: Nivation and corrie erosion in West Spitsbergen. Geograph. Journal Vol. **94**, 1939.

RAPP, A.: Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen. Zeitschr. f. Geomorphol. N. F. **1**, 2. Berlin 1957.

—: Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. Norsk polarinst. skrifter. Oslo 1960 (In the press).

Sweden

Abbreviations: LUGI = Lunds Univ. Geograf. Inst.
GFF = Geolog. Fören. Förhandlingar
SGU = Sveriges Geologiska Undersökning
SGÅ = Svensk Geografisk Årsbok

ANDERSSON, J. G.: Solifluction, a component of subaerial denudation. Journ. Geol., Vol. **14**, 1906, pp. 91—112.

AHLMANN, H. W.: Mechanische Verwitterung und Abrasion im nordwestlichen Schonen. Bull. Geol. Inst. Upsala, **XIII**, 1916, pp. 299—390.
A thesis primarily on wave abrasion but also in part on subaerial denudation of cliffs which have been raised above the reach of the waves by land uplift.

BEHRENS, S. E.: Morfometriska, morfogenetiska och tektoniska studier av de nordvästskånska åsarna. Meddel. fr. LUGI ser. Avhandl. **24**. Dissertation. Lund 1953.

BERGSTEN, K. E.: Forsakar, en morfologisk detaljstudie i östra Skåne. SGÅ. Lund 1942.

—: Lerskredet i Surte. SGÅ. Lund 1951. The landslide at Surte, Göta Älv.

BESKOW, G.: Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. GFF, Bd. **32**. Stockholm 1930.

—: Tjälbildningen och tiällyftningen. SGU. **26**. nr. 3. Stockholm 1932.

CALDENIUS, C.: Ravinbildningen i Gustafs. SGU, Ser. C, Nr. **339**. Stockholm 1926.

CALDENIUS, C., & LUNDSTRÖM, R.: The landslide at Surte on the river Göta älv. A geologico-geotechnical study. SGU, Ser. Ca, Nr. **27**. Stockholm 1956.

CHRISTOFFERSSON, I., & ANDERSSON, L.: Regnkatastrofen i nordöstra Skåne. SGÅ. Lund 1959, pp. 207—209.

FRÖDIN, G.: Jordskreden och markförskjutningarna i Göta älvs dalgång. Meddel. fr. K. Vattenfallsstyr. Uppsala 1919.

FRÖDIN, J.: Geografiska studier i Stora Lule älvs källområde. SGU Årsbok 7, Stockholm 1914. Dissertation.
Contains descriptions of solifluction forms and a general discussion of denudation by solifluction (pp. 208—267).

GERMAN, R.: Beobachtungen zur Solifluktion in Schwedisch Lappland. Geographica Helvetica **XIII**, Nr. 4. Bern 1958. pp. 295—301.

HAMBERG, A.: Geologiska och fysiskt-geografiska undersökningar i Sarjekfjällen. Ymer. Stockholm 1901. Dissertation, 102 pages.
Observations on rockslides and avalanches (p. 50, 51). General discussion of postglacial denudation (p. 62, 63).

HÖGBOM, B.: Die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Uppsala. Vol. **XII**. 1914. Dissertation, pp. 257—390.
Deals mainly with Spitsbergen but contains also observations and photographs from the Scandes, primarily concerning solifluction features.

—: Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischer Faktor. Bull. Geol. Inst. Uppsala, **XX**. 1926.
Frost-weathering and transportation of rock debris on gently sloping ground by creep.

JANSSON, U. B.: Frostjordsbildningar av fossil och recent natur på Långfjället. Geographica nr. **31**. Uppsala 1957. pp. 130—147.
Frost earth forms of fossil and recent nature in the Långfjäll region, north-western Dalecarlia, at altitudes from 900 to 1200 m.

Johansson, N. G.: Vegetationen på Halle- och Hunnebergs rasmarker. Sv. Bot. Tidskr., Bd. 29, H. 1. Uppsala 1935. pp. 81—118.
The vegetation on the talus slopes of Mts. Halleberg and Hunneberg, SW. Sweden. Contains maps of talus slopes and descriptions of rockfalls.

Järnefors, B.: Skredet vid Intagan år 1648. SGU Ser. C, Nr. 359. Stockholm 1957. pp. 1—18.
The landslide at Intagan at the river Göta älv in 1648.

Lundqvist, G.: The orientation of the block material in certain species of flow earth. Geogr. Annaler, Bd. 31. Stockholm 1949.

—: Beskrivning till jordartskarta över Kopparbergs län. SGU Ser. Ca., Nr. 21. Stockholm 1951.

Markgren, M.: On ice-age stages in S. Lappland, especially in the valley Lake Malgomaj and Lake Kultsjön. GFF. Stockholm 1951.
On block fields p. 453.

—: Nunatakker i inlandsisen, några fakta och synpunkter. SGÅ. Lund 1954.

—: Glaciation och landskap i norra Fennoskandia. SGÅ. Lund 1956.

Odenstad, S.: Jordskredet i Göta den 7 juni 1957. GFF. Stockholm 1958.
The landslide at Göta in 1957.

Olivecrona, E.: Ravinerna i Gustafs. Ymer., H. 4. Stockholm 1937.
Ravine formations in S Dalecarlia.

Rapp, A.: Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen. Zeitschrift f. Geomorph. N. F., Bd. 1, H. 2, Berlin 1957.
Preliminary report on continued studies on slope denudation in the valley Kärkevagge, N. Lappland, during the years 1952 to 1956.

—: Avalanche boulder tongues in Lappland. Geogr. Annaler. Stockholm 1959.
Descriptions of debris accumulations caused by snow avalanches.

Rapp, A., & Rudberg, S.: Recent periglacial phenomena in Sweden. Biul. Peryglacjalny, Lodz 1960. (In the press.)

Rudberg, S.: Västerbottens berggrundsmorfologi. Geographica nr. 25. Uppsala 1954. Dissertation, 457 pages.
The morphology of Västerbotten. An attempt at the reconstruction of cycles of preglacial erosion in Sweden. Contains also observations and general discussion on recent erosion and denudation (pp. 203—208), weathering in various rocks (pp. 225—240) and a general discussion on the retreat of slopes (pp. 411, 412).

—: Ett par fall av skred och ravinbildning i Västerbottens fjälltrakter. GFF, Bd. 72, Stockholm 1950. pp. 139—148.
Alpine mudflows and ravine formations.

—: Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden. GFF, Bd. 81, H. 7. Stockholm 1958. pp. 114—125.

Sandberg, G.: Redogörelse för undersökningar . . . Ymer, Stockholm 1938, p. 333 f.

Sjögren, O.: Geografiska och glacialgeologiska studier vid Torneträsk. SGU, Ser. C, No. 219. Stockholm 1909. Dissertation, 210 pages.
Deglaciation studies. Contains also observations and general discussion on recent denudation (frost weathering pp. 22, 23, 75, solifluction pp. 42—47).

Svenonius, F.: Om skärf- eller blockhaven på våra högfjäll. GFF, Bd. 31. Stockholm 1909. pp. 169—181.
Boulder-fields in the high mountains of Lappland.

Svensson, H.: Glaciation och morfologi. Meddel. LUGI, Avhandl. 36. Lund 1959. Dissertation, 283 pages.
Glaciation and morphology in a section of the middle Scandinavian Mts. ("The Scandes"). Contains also a description and discussion of the postglacial denudation of cirque walls (p. 54 f).

Wenner, C. G.: Ravinundersökningar i Gustafs. Geograf. Annaler. Stockholm 1941.

—: Data on Swedish landslides. GFF, Bd. 73. Stockholm 1951.

Åberg, C.: Smältvattensskador på åkerjord. SGÅ, Lund 1959, p. 205.

Ängeby, O.: Landformerna i nordvästra Jämtland och angränsande delar av Nord-Tröndelag. Meddel. LUGI, Avh. 12. Lund 1947. Dissertation.

Sweden. Some unpublished papers

Abbreviations: GIG = Geogr. Inst. of Gothenburg
GIS = Geogr. Inst. of Stockholm
GIU = Geogr. Inst. of Uppsala

ALER, G.: Postglacial denudation i västra Orusts gnejsterräng. GIS 1958.

ASCHAN, C., & GUSTAVSSON, H.: Studier över lavinbanor i Pelloreppeområdet, Sarek. GIU 1957.

FLINK, P.: Lavinblocktungor i Abiskoalperna. GIU 1959.

GUSTAVSSON, L., & OLSSON, I.: Sluttningsstudier i Kaskasavagge, Kebnekaise. GIG 1960.

HAMMAR, B., & SVENSSON, P.: Sluttningsstudier i Pastavagge och Rapadalen, Sarek. GIU 1959.

JOSEFSSON, B.: Studier över temperaturgången i fast berg och lavinaktivitet vid Mikkaglaciären, Sarek. GIU 1958.

LARSSON, G.: Lavinbanor och jordskred på Nuolja, Abisko. GIU 1959.

RAPP, A.: Recent development of mountain slopes in Kärkevagge with surroundings, northern Scandinavia. To be printed in Geografiska Annaler 1960.

SELBERG, I.-B.: Talusbranter i Skäralid, Skåne. GIU 1960.

Some Remarks on Evolution of Slopes on Spitsbergen

By

Alfred Jahn

with 7 figures

The remarks given in the present paper are founded on my own observations made on Spitsbergen in 1957 and 1958, while being a member of the Polish Expedition of the Interntional Geophysical Year. I had closely examined Wedel Jarlsberg Land, north of Hornsund fiord, and also collected additional material in the region of Longyearbyen and Ny Alesund.

We are in position to describe the profile of a typical Spitsbergen slope. Starting from the top, it consists of the following sections (Fig. 1).

1. A zone of weathering rock walls (inclination above 40°) and rock slopes, covered by a thin talus layer inclined at 25 to 40°.

2. A zone of dry gravitational talus cones and scree slopes, with an inclination (angle of repose) of 30 to 40°, and of humid slopes (from avalanches at the outlets of gullies) with 15 to 25° inclination.

3. A zone of solifluxion terraces; the zone consists of: (a) high talus terraces and stone garlands of short length, inclined at 15 to 25°, (b) medium length terraces and rock streams, with 10 to 15° inclination, (c) long and low terraces and rock streams, inclined at 3 to 10°.

4. A zone of sedimentation by slope water, and of disappearing solifluxion symptoms, with 2 to 5° inclination.

The individual sections may be covered, or not covered, by vegetation, depending on local ecological conditions, i. e. on type of rock, conditions of humidity, exposition of slope. Büdels (1) division into a "debris zone" and a "tundra zone" seems to be rather of theoretical significance. In general, every Spitsbergen slope including its base consists of "tundra" and "debris" sections. Strictly speaking, this region does not belong to the debris zone since the alternation of sections covered with vegetation and those without a vegetative cover is of common occurrence, depending on local conditions.

The above mentioned four slope zones always appear in conditions of a niveo-periglacial climate. In the Sörkapp (southern Spitsbergen) area J. Dylik (3) has made the same observation. Both the size and proportion of the individual

zones are subject to changes conditioned by the following causes: (a) influence of geological structure, (b) influence of inherited relief forms, (c) influence of microclimatic conditions, (d) influence of agents forming the slope base (glaciers, river, sea).

The geological structure or, to be exact, lithological conditions lead to a shifting of slope sections downwards or upwards, according to the resistance of the rocks. In hard rocks, resistant to weathering, the upper sections expand downwards, at the expense of the lower sections, whereas in soft rocks the boundaries of the sections move upwards. This is brought about by the simple reason that on slopes of soft rocks the amount of weathering rock wastes exceeds the debris

Fig. 1. A typical Spitsbergen slope. Its sections, beginning from the top: rock, talus, solifluxion. Jens Erikfjellet Mountain, Wedel Jarlberg Land, north of Hornsund fiord (August 1957).

deposited on slopes built of hard rocks. Consequently, in the former, the zone of talus slope and solifluxion occupies a greater surface than does the zone of bare bed rock. It should be remembered, however, that some of the above mentioned conditions and factors acting upon the slope, such as, e. g. inherited relief forms, might considerably distort or diminish the influence of lithological conditions.

The influence of inherited relief forms upon the character of the existing Spitsbergen slope is apt to be very heterogeneous. Most frequently this influence is conditioned by the form of the previous glacial valley. This results in a marked increase, and a predominance of, steep upper sections over gentler lower sections. The majority of slopes in that section of Spitsbergen which is non-glaciated at present disclose high upper escarpments and steep walls, inherited from the period of the Pleistocene glaciation.

An inherited relief form is presented by Postglacial terraces on the Spitsbergen coast. The highest abrasion shelves and old cliffs in southern Spitsbergen reach an altitude of about 300 m, i. e. on Sörkapp up to 338 m (WARENSKIOLD [13]), in the Hornsund region up to 275 m (JAHN [6]). Larger shore terraces and abrasion platforms are located low, within the shore zone extending from water line up to 65 m. Ancient shore lines are cutting down the lower slope sections. This I consider to be the chief cause for the very characteristic contour of the talus slope, often directly adjoining the level base. The solifluxion sections, forming here the transitory part of the slope, is reduced to a minimum. Cases like this chiefly occur at the level of the lowermost Postglacial terraces (from 40 m altitude downwards); too little time has elapsed since their formation to allow

Fig. 2. Patches of winter snow in the interior of Hornsund fiord (Adriabukta). A zone of patches is distinctly visible along the actual cliff. The base of the slope is formed by a spostglacial terrace of 40 m height (June 1958)

for developing a solifluxion slope. On the other hand, the high abrasion ledges deform the slope contour only to a slight degree owing to the fact that this forms have been insignificant from the very beginning, and, moreover, they have been considerably obliterated since then.

Microclimatic conditions act upon the slope form chiefly through the agency of snow patches (Fig. 2). Snow accumulates in larger quantities within old depressions situated at the bottom of slopes (avalanche snow), or in the shadow of the wind; during summer the snow lasts longest whereever the slope exposition

is favourable [1]). Hence the slopes with northern exposure hold a privileged position. Generally speaking, such snow patches tend to facilitate solifluxion and wash processes; consequently they contribute to extension of the lower slope sections and, at the same time, they are responsible for the formation of a distinct boundary between the solifluxion section and the weathering talus section situated above.

The profile of the slope is definitely changed since, apart from the action of slope processes, it is subject to influence of other agencies such as a glacier, a river, or shore processes. Such agencies acting at the slope base, the slope lacks the two lowest sections, i. e. the solifluxion surface and the alluvial fans; instead its upper sections, those consisting of weathering rock and talus cones, are shifted downwards.

S. ZB. RÓZYCKI (11), has recently published a paper which makes a valuable contribution to the problem of Spitsbergen slopes. The author distinguishes slope zones which approximately tally with the sections I have differentiated on a typical Spitsbergen slope. RÓZYCKI links his slope zones with climatic altitude zones. Thus, the weathering slope section (rock walls, talus of larger blocks) corresponds to the nival zone located somewhat below, and considerably above, the snow line.

It is my opinion that, within the evolution phase of the slope profile in all its sections, typical slopes occur at various altitudes. Rock walls (either inherited or actual cliffs), are frequently found at low altitudes, slightly above sea level. Inversely, a solifluxion surface is often discovered high up, at the altitude of 500–600 m in the snow line zone, somewhat above shallow mountain passes. Local conditions determine that such smaller passes, even when lying above snow line, are not glaciated. They form the base of a slope developing upwards and consisting of all the sections of a typical profile [2]).

Thus, the arrangement of a typical slope profile depends less on the altitude and on climatic phases, than on the geological structure, on inherited forms of relief, and on microclimatic conditions. General climatic conditions, favouring the evolution of a typical slope, are found on Spitsbergen, within a wide altitude zone extending from sea level up to 700–800 m altitude (Hornsund area). Weathering and the formation of rock walls and blocks occur frequently, more readily in the littoral zone (becouse of the abundance of water) than on mountain elevations.

The Spitsbergen forms are, above all, forms of Pleistocene glacial relief. The periglacial slope develops as one of the elements of the Postglacial relief, superimposed on a glacial relief. The principal feature of this evolution is seen in the shaping of the lower slope sections. I consider the zone of talus cones to be the most important slope section. Alongside of dry cones we can find here talus forms deposited with the concurrent action of avalanches and water; due to this joint action, the latter forms display inclinations distinctly smaller than the former.

---

[1]) The remarks made on this subject by L. H. MCCABE (8), who carried out his examinations near the Klaas Billen bay on Spitzbergen, appear to be correct. The geological structure, he holds, largely determines the distribution of snow patches, and, consequently, the distribution of nival scars and glaciated cirques.

[2]) I have found the highest altitude slopes of active solifluxion at 620 m altitude, on Tonefjellet, and at 650 m, on Skeddefjellet north of Hornsund, near the Hans and the Werenskjöld glaciers.

Combined, however, both forms make up a homogeneous zone, representing a transition surface between the bottom of the valley and its steep sides. Undoubtedly, this zone is an element of the Postglacial slope. During this period, at least one quarter of the Spitsbergen slopes had been overlaid by talus covers and thus isolated from external influences.

Thus, the effects of the activity of Postglacial processes are relatively important. Although they failed to obliterate the traces of glacial activities, they did introduce definite changes in the morphology of the slopes. It should be remembered that the large cones were probably formed during the second half of the Postglacial, in the period nearer to recent times – or, at any rate, after the Postglacial climatic optimum. The evidence is provided by the fact that the bases of these cones rest on low terraces (altitude from 40 m downwards) which have originated after the optimum. During this phase, the boundary of the talus zone must have moved upwards very rapidly, in consequence of the growth of the cones.

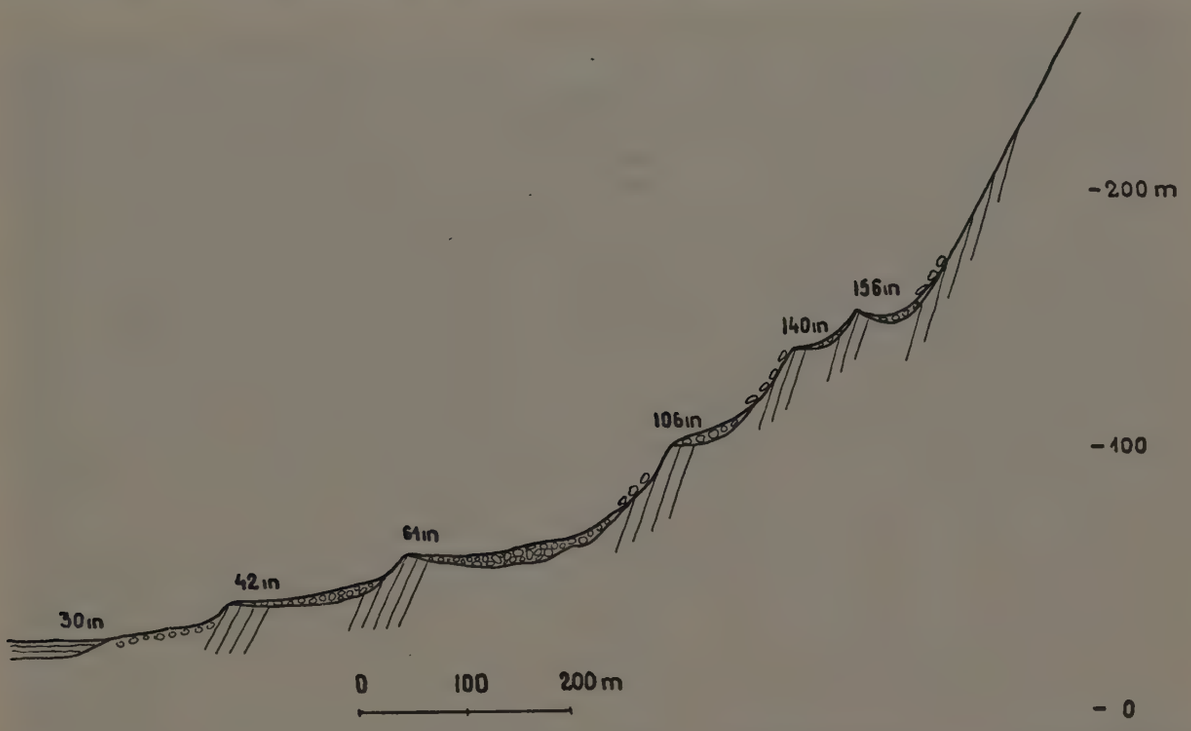

Fig. 3. A profile of western slope of Skoddefjellet, disclosing steps and trenches caused by denuding agencies

The cones are the accumulative equivalent of such forms of slope relief as developed in the upper part of the slopes; such are weathering and corrasion gullies (ravine de gelivation). Most probably, the major part of these forms were produced after the Postglacial climatic optimum.

There is one particular feature, characteristic of some Spitsbergen slopes, which deserves attention; it is well known, especially in places where Palaeozoic rocks of the Hecla Hoek formation are found. This formation consists of rock of very dissimilar resistance, its strata being much folded. Where the slope conforms to the dip of the strata, though it has gentler inclination, longitudinal steps and trenches are produced on such a slope (Fig. 3). Detailed investigations, especially in the Rev valley (Revdalen), north of Hornsund fiord, have revealed that these steps and trenches are forms of denudation of softer layers. This might

have resulted from the wave action on the slope section extending below 300 m altitude, during the period of the Late-Glacial submergence of the island. In the altitudes above 300 m, the relief-forming factor might have been rain water, acting in climatic conditions different from those in recent times. At any rate, these slope trenches are being obliterated – covered up by debris deriving from talus and solifluxion. The formation of these trenches was followed by an increased intensity of weathering and transportation on the slopes. Filled-in trenches resemble steps similar in appearance to altiplanation terraces. Though, actually, they have nothing in common with the latter forms. In my belief, the filling-in of the trenches befell in the period of formation of the large cones, i. e., after the Postglacial climatic optimum.

A. RAPP (10) who has examined talus cones of Isfiord concluded that the present rate of rock weathering and talus accumulation is extremely small. It is possible that we are witnessing a retardation of those important processes which

Fig. 4. Measurements of the flushing action of water on the slope. The slope material has been deposited in a steel container Rev valley (Revdalen), Hornsund fiord (August 1957).

were active during the Postglacial, even after the climatic optimum. Still, I am not sure if RAPP's interpretation of modern processes of weathering is correct.

In connection with this problem it might be worth quoting some results of investigation which I carried out in 1957–1959, together with a group of my cooperators, in the mountains situated north of Hornsund fiord. The object of research was, in particular, the examination of the intensity of actual processes, some slope processes inclusive.

Special attention was paid to the action of rain and melt water, and of solifluxion. On seven different slopes we measured the amount of material swept down per year by slope wash, chiefly by melt water in springtime (Fig. 4). In particularly favourable conditions, where snow patches existed, the value of denudation on slopes built of medium-resistant material (brittle limestone and sandstones) amounted to 18 g par sqm of surface. The slope is thus being lowered by 1 mm within the period of 150 years. All of the fine material, i. e: all silty and sandy particles, are flushed down from the slope. Thus a coarse and thoroughly washed debris is formed on the slope. In instances where the slope is built of easily weathering rock (e. g., limestones, shales and sandstones of the Hecla Hoek formation we have referred to), without being covered by vegetation (a common feature), the entire cover of weathered material is washed down, with the result of exposing the surface of bed rock. Thus, in periglacial conditions, some of the slopes disclose a positive "denudation balance" (A. JAHN [5]), that is to say, a

Fig. 5. Supranival transportation and sedimentation. Sofiekammen, Gnålodden peninsula in Hornsund fiord (July 1958).

predominance of slope transport over weathering. Still, this refers solely to slopes built of such rocks as are easily broken up into sandy-silty material by disintegration due to weathering. The formation of low colluvial cones at the slope bases is a phenomenon common enough in Spitsbergen. These cones consist of material washed down from the slopes.

Very rapidly proceeds the process of translocation of slope debris on the surface of snow patches. In the spring of 1958, snow patches were found at the base of talus cones in the Sofiekammen mountain ridge, on Hornsund fiord. Well

sorted debris (of 2 to 10 mm diameter) covered the snow surface, especially in the lower part of the patches (Fig. 5). The amount of debris collected from the surface of the snow was from 2 to 4 kg for 1 sqm. The transporting agent here has been provided by the water flowing over the surface of the snow patches. This process is likely to lead to the formation of deposits called in French "grèzes litées". According to Y. GUILLIEN's (4) theory, the presence of snow patches is the essential condition for the formation of these deposits. However, it should be stressed again that it is the water flowing over the snow surface that is the transporting agent. So far the phenomena of supranival transport and sedimentation are little known. Still, they seem to play an important morphological role, especially in the process of sculpturing loosely covered slopes, i. e., of talus slopes (Fig. 6).

Fig. 6. Cones in Longyear valley, Adventfiord. The talus surface is markedly sculptured by the action of waters and snow avalanches (August 1958)

In the present climatic conditions of Spitsbergen, solifluxion is not a fully spontaneous process. There exist slopes on which old solifluxion forms (soil stripes) may be observed, but they reveal no trace of movement now. "Live" solifluxion shows various rates of moving, depending on the kind of material and degree of inclination. Our measurements indicated that on very slightly inclined surfaces (3–4°) which are commonly considered the lower limit for solifluxional movements, the motion of material (clay) easily subject to solifluxion activity is 1 to 3 cm per year. The highest values were discovered on solifluxion terraces (clayey debris) with inclinations from 7 to 15°; here the yearly rate of motion, established by successive measurements in 1957–1959, was 5 to 12 cm (Fig. 7). On steeper slopes, movements due to solifluxion should not be greater, owing to the fact that such slopes are thoroughly washed out by precipitation water. The slopes lack fine material which is indispensable for solifluxion motion.

In the light of the observations reported above I am inclined to believe that the Spitsbergen mountain slopes are predominantly surfaces of full morphological activity. This is not an activity of catastrophic processes (although the latter do occur here, too), but an activity measured by insignificant yearly changes. Typically periglacial (cryoturbation) agencies, as well as factors commonly known in other climatic zones ("azonal" factors as termed by J. TRICART (12), are operative here. Slope wash belongs to such "azonal" factors.

There is a widespread, though unfounded, belief that periglacial processes proceed rapidly. Hitherto they have been judged mainly by the effect of their

activity, i. e., the forms produced, with utter disregard of the course of their activity. In my opinion only systematic quantitative studies can yield a correct valuation of these processes. Such an attempt, inter alia, was made on Spitsbergen by the Polish Expedition of the International Geophysical Year; some data based on this research are presented above. Thus the quantitative analysis has disclosed that, apart from solifluxion, the activity of rain and melt water is an important slope process in periglacial areas. As far as Spitsbergen is concerned, the analysis confirmed the results obtained by previous qualitative investigations carried out by H. Mortensen (9) and W. Dege (2) who have reported on the activity of slope waters observed in this area. J. Malaurie (7) described similar symptoms in Greenland.

Fig. 7. Measurements of solifluxion movement on the Bogstranda area in Hornsund fiord. A one-year effect of translocation of the pegs is indicated by the tape measure. The bend in the row of pegs is worth noting (July 1958)

Summing up the results discussed in this paper I wish to emphasize the following features of the Spitsbergen slopes:

1. The major part of the slopes of the existing periglacial zone have preserved the form inherited after the Glacial period.

2. The periglacial evolution of the slopes is largely determined by their geological structure, in particular, the resistance of the rocks to weathering.

3. The periglacial slope consists of four zones: the rock zone (surface of weathering), the talus cover (of cones), solifluxion and slope wash. The position of these zones and their boundaries are subject to changes upwards and down-

wards, due to the influence of heterogeneous factors. In the arrangement of the zones, stages of climatic (altitude) zoning are of less importance than are local morphological conditions.

4. The periglacial slopes were formed in the Postglacial. An important stage of their evolution falls in the period following the Postglacial climatic optimum.

5. The particular conditions of slope evolution during the Postglacial are connected with vertical movements of Spitsbergen. Raised beaches or abrasion terraces form the base of many slopes here.

6. In present climatic conditions slope processes continue to be active. Alongside of solifluxion, an important part is being played by atmospheric, especially snow-melt, waters.

Zitierte Literatur

1. BÜDEL, J.: Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde **2**. Bonn 1948.
2. DEGE, W.: Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens. Pet. Geogr. Mitt. **87**, 1941.
3. DYLIK, J.: Periglacial investigations conducted in 1957 by the Łódź group of the Polish Expedition to Spitsbergen. Przrgląd Geofizyczny (Review of Geophysics) R. III, Warszawa 1958.
4. GUILLIEN, Y.: Les grèzes litées de Charente. Rev. Géogr. Pyrénées **22**, 1951.
5. JAHN, A.: Bilan de denudation du versant. Czasopismo Geograficzne (Geographical Journal) Warszawa – Wrocław 1954.
6. —: The raised shore-lines and beaches in Hornsund and the problem of Postglacial vertical movement of Spitsbergen Przegląd Geograficzny (Geographical Review) Warszawa 1959.
7. MALAURIE, J., GULLIEN, Y.: Le modelé cryo-nival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland). Interprétation générale des grèzes litées. Bull. Soc. Géol. France, **3**, 1951.
8. MCCABE, L. H.: Nivation and corrie erosion in West Spitsbergen. Geograph. Journal 1939.
9. MORTENSEN, H.: Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. Pet. Geogr. Mitt. Ergh. 209, 1930.
10. RAPP, A.: Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen, Zeitschr. f. Geomorphol. N. F. **1**, 1957.
11. ROZYCKI, S. Z.: Zones du modelé et phénomenes périglaciaires de la Terre de Torell (Spitsbergen). Biuletyn Peryglacjalny (Periglacial Bulletin) **5**, Łódź 1957.
12. TRICART, J.: Cours de Géomorphologie. Géomorphologie climatique Paris.
13. WERENSKJÖLD, W.: Höie strandlinjer paa Spitsbergen. Norsk. Geol. Tidsskr. 7, Kristiania 1924.

Gélifraction, éboulis et ruissellement sur la côte nord-ouest du Groenland

(Ile de Disko, Terre d'Inglefield et Terre de Washington)

Par

J. Malaurie

(Centre d'Etudes Arctiques. Ecole Pratique des Hautes Paris)

Au cours et au retour de diverses missions sur la côte nord-ouest du Groenland en 1948, 1949 et 1950-1951, nous avons tenté d'apprécier, en haute latitude, au moyen de «mesures de terrain» (pentes de versants, gélifraction des pierres, débit des torrents), d'expériences de laboratoires, la médiocrité de l'érosion mécanique dans les roches consolidées considérées (grès, pouzzolane, granite, basalte), la rapidité relative de l'érosion torrentielle dans les sables.

Nous avons également souhaité mettre en évidence les *variations saisonnières* radicales des processus, les *discontinuités* d'un système d'érosion lente très caractéristique du milieu considéré (1).

1) La gélifraction

Sur la côte nord-ouest du Groenland: île de Disko (69° N), Terres d'Inglefield et de Washington (79°, 80° N), le gel se laisse rapidement reconnaître comme l'agent morphologique essentiel. L'importance de la cryergie nous est apparue *plus limitée* toutefois qu'on ne l'admet communément en ces régions froides (2). La gélifraction post-glaciaire n'est notable que dans des secteurs pétrographiques et des conditions bien définies. Maximale dans les coupes d'éboulis des roches consoli-

(1) J. Malaurie (1960). — Contribution à l'étude morphologique de Terres d'Inglefield et de Washington, et de régions avaisinantes; Paris 1960 (à paraître).

(2) J. Malaurie (1955). — The French Geographical Expedition to Thule, 1950—1951: a preliminary report. *Arctic* Vol 8, no 4.

J. Malaurie (1958). — Terre de Washington (côte sud) et Terre d'Inglefield, Groenland Nord-ouest. 1 : 200 000. Paris. Imprimerie Nationale. 2 *cartes en couleurs*. 96 cm x 55 cm (Topographie, géomorphologie, géologie, glaces de mer, résumés météorologiques, itinéraires parcourus).

dées où la matrice est abondante, la gélifraction cesse d'opérer à une certaine profondeur. L'amenuisement des pierres gréseuses et schisteuses a été observé jusqu'à 40 cm, des pierres basaltiques jusqu'à 50 cm (baie de Disko), des pierres gneissiques jusqu'à 200 cm (baie de Disko). Les pointages effectués à la surface du plateau indiquent que 15 % des pierres calcaires et gréseuses présentent des cas de fragmentation profonde; 90 % présentent des cas de fragmentation superficielle. Dans les pegmatites, la gélifraction est importante sur 8 % des pierres, superficielle sur 60 % à 70 %.

Par ailleurs, 10 % environ des surfaces polies sont desquamées sur une épaisseur de 5 cm au maximum. En Terre d'Inglefield, un éboulis gréso-calcaire sur 20 a paru recevoir, tous les deux ou trois ans, un apport de 1 m^3 environ. La conservation des monuments datés, des pièces archéologiques en grès, silex et stéatite soulignent la lenteur, en ces territoires, des processus d'érosion mécanique.

Les roches en place consolidées des plateaux de la Terre d'Inglefield et de la Terre de Washington, polies par les glaciers et recouvertes de moraines, ne sont pas très gélivées. Il est vraisemblable qu'elles ne sont pas imprégnées d'eau à partir de la surface externe.

De fait, l'expérimentation montre que l'imprégnation en eau et la gélifraction d'une roche consilidée ne sont pas des opérations aisées. La fragmentation d'une roche gélive, en l'absence d'une possibilité de saturation ou de prise au gel d'une eau en surfusion suppose le difficile compromis suivant: Les pores extérieurs étant bouchés, suffisamment d'eau est nécessaire pour que, lors du gel progressif, celle-ci manque d'espace pour migrer, assez peu toutefois pour que les échanges thermiques ne soient pas trop retardés.

A la latitude de Thulé, seules les roches très poreuses du type de la craie, de la pouzzolane et du sable, sont susceptibles, en un temps limité et court, de s'imprégner assez profondément d'eau lors des dégels diurnes. On rappellera toutefois qu'il faut, pour toutes les natures de roches considérées, environ 1 à 4 heures de temps de réchauffement avant que l'eau ne puisse pénétrer notablement (humidification à 4 %) à l'intérieur d'un échantillon cubique de 14 cm d'arête soumis à des variations de température de 40° C. Les diverses études expérimentales que nous avons entreprises ou fait entreprendre ont indiqué que, de tous les échantillons imprégnés à refus sous vide et soumis à des essais de gel, seuls la craie (craie blanche de Crécy sur Oise), le calcaire (calcaire oolithique de Chauvigny), et un certain nombre de roches hétérogénes diaclasées (micaschistes et calcaro-schistes) ont été, en raison d'une part de leur porosité ou de leur fragmentation préalable, d'autre part, de leur médiocre résistance, rapidement fragmentées.

Les temps de gélifraction obtenus sont ainsi assez différents de ceux jusqu' alors recueillis par d'autres auteurs (3).

Plus de 30 alternances de gel et de dégel sont par exemple nécessaires, dans les conditions données, pour réduire en menus fragments un cube de craie (roche la plus gélive de toutes) de 7 cm d'arête et saturé d'eau.

---

(3) A. W. JOHNSON (1952). — Frost action in roads and airfields. A review of the literature 1765—1951. National Academy of Sciences. National Research of Council. Highway research board. Special report n° 1. 267 p. Washington. Bibl. imp.
MAMILLAN (1954). — Dix ans de recherches sur les pierres de tailles. Annales de l'Institut Technique du Bâtiment et des Travaux publics. T. 7 n° 74 pp. 193—224.

Dans des cubes calcaires de 7 cm et de 14 cm d'arête, les temps de propagation de la température préjugent de la possibilité au cours d'une même journée de répétition de cycles de refroidissement et de réchauffement, à condition toutefois que l'écart des températures atmosphériques fût au moins de 40° C et se répète comme tel dans la journée, ce qui n'a sans doute été que rarement observé. L'observation peut être étendue, avec les corrections nécessaires.

Tout au long de l'année, la roche est susceptible d'être fragmentée par le gel.

1) Le printemps, sous forme de desquamation,

2) L'été, sous forme de gélifraction desquamatoire après de fortes pluies précédant des nuits froides,

3) L'hiver (les cas de foehn dans cette region sont à considérer)

4) L'automne, sous forme de desquamation et gélifraction profondes.

Les roches découvertes de la Terre d'Inglefield ne sont susceptibles d'être abondamment humidifiées en surface que pendant 30 jours à 50 jours par an sur les versants alangoq, 20 jours à 40 jours sur les versants sarqaq (4).

Les sites de gélifraction les plus favorables sont les versants encore enneigés après le dégel, les berges, les rives et les littoraux.

La fragmentation des roches en Terre d'Inglefield n'est assurément pas niable. *A l'échelle de l'année, il ne semble toutefois pas que dans les roches consolidées, ses effets soient importants.* Il n'est pas dans nos intentions de nier l'existence de nombreuses roches gélivées à la surface découverte de ces plateaux. Nous souhaitons seulement attirer l'attention sur le fait que la gélifraction d'une roche consolidée n'est pas une opération aisée et que ses processus sont encore insuffisamment analysés. Au cours de son refroidissement, une roche est protégée par divers phénomènes régulateurs, la gélifraction n'étant que l'aboutissement de longs processus.

Nous serions assez tentés de considérer en définitive que le bris au gel d'une roche consolidée est le résultat d'une inter-action prolongée de phénomènes, certains de ceux-ci ne nous étant pas encore connus et l'importance relative des facteurs repérés étant ignorée. Il n'est pas niable, par ailleurs, que des agents de désagrégation concourent à la gélifraction. En diminuant la ténacité de la surface de la roche, ces facteurs favorisent l'inclusion dans les larges fissures d'une eau plus abondante; *les gels et dégels répétés ne feraient en somme qu'achever dans nombre de cas une fragmentation préparée de longue date par tout un complexe d'agents.*

2) Les pentes d'éboulis

Les talus d'éboulis, formations détritiques conglomérées et organisées, offrent un grand intérêt morphologique, étant l'expression même de l'érosion mécanique (5).

Nous indiquerons rapidement les remarques très générales que suscite l'examen de leurs profils à Disko et en Terre d'Inglefield.

---

(4) Sarqaq et alangoq sont des termes esquimaux assez équivalents des termes alpins adret et ubac. Selon la terminologie esquimaude en usage sur la côte ouest du Groenland, un versant alangoq est tout à la fois un versant ubac et au vent.

(5) Van Burkalow, A. (1945). Angle of repose and angle of sliding friction: an experimental study. Bull. Géol. Soc. of America. New-York. T. 56 pp. 667—708. Bibl. imp.

Quel que soit le climat considéré, l'angle d'un éboulis s'établit entre 39° et 15°. Au-dessus de 39°, la pierre ne «tient» pas; au-dessous de 15°, l'éboulis perd, par pesanteur au lieu considéré de la masse détritique, de sa mobilité. D'un éboulis vif, on passe à un éboulis mort ou à un éboulis de solifluxion.

La morphologie d'un éboulis est d'autant plus complexe que cet éboulis est ancien, épais et large, que le matériau est plus microgélif, sa pente mieux exposée au sud et enneigée.

La morphologie d'un éboulis dépend de son degré d'évolution, un éboulis ayant la morphologie de son âge.

En début d'évolution, l'éboulis est principalement de gravité. En fin d'évolution, la solifluxion prend une part importante au déplacement des pierres, l'éboulis en certains cas passant de proche en proche au glacier rocheux.

En haut de pente en effet, l'éboulis est mû par la gravité, la masse détritique y étant sèche et les matériaux continuellement renouvelés. Saisonnièrement, une partie de la matrice de ce secteur est entraînée par les eaux de ruissellement.

Dans les basses pentes, les dimensions des pierres sont en profondeur, plus petites que dans les haut de pente. La matrice entraînée des hauts de pente s'accumule en effet dans cette section.

En outre, on considérera qu'une bonne part des pierres de petite, dimensions des basses pentes a connu un temps de fragmentation plus long que pierres des hauts de pente qui viennent de tomber. Aussi, les pierres sont-elles, dans les basses pentes, lors de la fonte, prises dans une matrice humide de l'éboulis; la solifluxion y est prédominante, le profil adouci.

Si l'on considère un talus détritique, la notion *d'éboulis superposés* et *d'âge* d'éboulis se précise. Au cours de l'érosion d'une paroi, les amas de pierres s'exhaussent. Ils constituent un empilement d'éboulis élémentaires qui gagnent en hauteur; ils se superposent les uns autres. Par éboulis superposés, nous entendons des éboulis d'âge different, des éboulis successifs de structure interne et de pentes distinctes. Ce n'est pas une vue de l'esprit. Au pied d'escarpes évoluées, frangées d'éboulis, il arrive de distinguer d'une part, immédiatement au pied de la paroi découverte, l'éboulis récent, mû principalement par la gravité; d'autre part, à «l'aval», à distance de celui-ci, un éboulis évolué de plus faible inclinaison. Entre eux, exceptionellement, il est une tranchée, une dépression dégagée par les eaux. L'éboulis s'est, en ce cas, scindé en deux, les deux parties évoluant indépendamment l'une de l'autre.

La superposition se réduit en somme à celle d'un éboulis de gravité s'exhaussant au-dessus de la tête d'un éboulis solifluant.

a) Importance morphogénique des éboulis

On pourrait, semble-t-il, parler d'ennoyage, de fossilisation des pentes par les éboulis. Il paraîtrait en effet logique de considérer que l'érosion d'un talus rocheux dépendit au préalable du déblaiement partiel des lourdes masses détritiques qui le recouvrent.

L'interprétation est assez correcte dans des déserts chauds, tels le Sahara. Elle ne l'est pas dans les déserts polaires, au Groenland par exemple. Le problème n'y est en effet pas simple, les conditions variant selon l'épaisseur du manteau détritique: Epais, l'éboulis groenlandais protège la roche sous jacente des variations

thermiques. Mince, il facilite son érosion mécanique en entretenant au-dessus d'elle une matrice humide.

Au-delà d'une certaine épaisseur, l'éboulis groenlandais est en somme protecteur du substrat; en-deçà, sa matrice, — s'il y a matrice —, concourre à sa fragmentation.

Comme l'ont fort bien indiqué P. Birot et F. Joly (6) l'épaississement de la tranche détritique [jusqu'à une certaine épaisseur (7)] compense dans une mesure naturellement difficile à définir, le ralentissement théorique de la vitesse de fragmentation des débris au cours de la diminution de leur diamètre moyen.

Certains éboulis peu épais nous ont permis de saisir un phénomène d'autodestruction. Ces éboulis peu épais et riches en matrice et dont les constituants n'étaient pas renouvelés s'amenuisent en effet avec le temps, les produits de cet amenuisement étant déblayés chaque printemps.

L'amenuisement des débris dépend beaucoup au Groenland de la matrice qui les enveloppe. Une contre preuve en est donnée à la surface des bas de pentes des éboulis groenlandais; compte tenu de l'épuisement des possibilités de fragmentation des pierres au cours de leur cheminement, on explique par l'absence de matrice intersticielle abondante en surface des bas de pente d'éboulis le ralentissement caractérisé de la fragmentation des pierres constaté d'une part, en surface, de la section moyenne à la section inférieure de l'éboulis; d'autre part, en coupe, de la surface en profondeur. En un éboulis épais, en effet, la matrice est généralement entraînée en profondeur par les eaux de ruissellement; et sur les premières dizaines de centimètres de la couverture, les pierres sont mises à l'abri de la gélifraction.

b) Types de talus détritiques

On peut, semble-t-il, distinguer plusieurs types d'éboulis; morphologie de l'escarpe, climat, nature lithologique, exposition, degré d'évolution, en différencient les formes.

On distingue tout d'abord *clapiers* et *cônes d'éboulis*. Parmi ces derniers, on distingue les *cônes d'éboulis* proprement dits, les *coulées de blocaille*, les *nappes de pierres*. On distingue les *éboulis vifs* des versants alangoq ou ubac, des *éboulis morts* des versants sarqaq, ou adrets.

De tous les éboulis les éboulis littoraux sont les plus inclinés, en raison du soutirage des pierres les constituant par les vagues et la marée; les profils des éboulis littoraux sont plus accentués de quelques degés que leurs homologues à l'intérieur des terres. Ce fait a été notamment observe à l'Eqe (baie de Disko) et à Thulé (falaises gréso-schisteuses de Pitugfik).

On prendra soin de distinguer l'éboulis proprement dit à la dynamique globale, et le *revêtement de pente* au pavage discontinu. On ne manquera pas de faire la distinction nécessaire entre les *éboulis superposés* en un même complexe et les éboulis superposés mais distincts, étagés sur une même pente. Sur un grand versant microgélif de la côte de la Terre d'Inglefield, on compte généralement

(6) P. Birot et F. Joly (1952). Observations sur les glacis d'érosion et les reliefs granitiques au Maroc. Centre document cartog. Institut de Géographie. Paris T. III pp. 1–55.

(7) C'est nous qui ajoutons.

sur la pente autant d'éboulis superposés qu'il y a de niveaux structuraux distincts séparés par des bancs durs suffisamment épais.

L'observateur ne manquera pas de distinguer, au Groenland, dans les hauts de pente, les profils inclinés des éboulis macrogélifs, dans les moyennes et basses pentes les profils des éboulis microgélifs plus inclinés que ceux des éboulis macrogélifs.

On opposera les *profils droits* des éboulis crayeux aux *profils généralement concaves* des éboulis macrogélifs. On distinguera également les *profils convexes* des clapiers de certains éboulis microgélifs et des éboulis évolués. Ce dernier profil est du reste le profil normal en fin d'évolution au pied d'une falaise qui recule par chute libre.

3) Le ruissellement torrentiel

«Sédiment meuble ... le sable est considéré comme donnant des reliefs effacés» (E. DE MARTONNE) (8). Humidifié, il est plus cohérent et se maintient sur de fortes pentes. Cette qualité est particulièrement intéressante à analyser dans les régions arctiques.

Dans l'île de Disko comme en Terre d'Inglefield, le perma-frost, toujours proche de la surface permet en effet à la nappe aquifère alimentée par la fonte de la partie supérieure du perma-frost et la fonte des neiges, d'être assez haute pour que les sables dégelés restent humides à faible profondeur.

C'est à cette humidité relative que la masse doit sa cohérence et sa résistance, une topographie de «bad-lands».

C'est à de médiocres précipitations par ailleurs que les sables doivent de ne pas être saturés et de ne pas donner lieu à de vastes mouvements de solifluxion.

Cette topographie sableuse dont le modelé traduit l'indigence des facteurs d'érosion s'étant exercés sur elle depuis le post-glaciaire I B se caractérise par un aspect tabulaire accusé par de fortes pentes donnant une fausse impression de relief. A la surface du plateau, le sable est uni; cependant, le haut des talus est convexe. A mi-pente de ceux-ci, un commencement de ruissellement anastomosé se dessine.

Le modelé se caractérise ains tout à la fois par des formes basses, massives et heurtées, la jeunesse des processus d'érosion qui concourent à sa réduction.

Ces talus ne sont pas fixes. L'équilibre de la masse de sable est en effet, chaque printemps, remis en question. Par des tassements successifs, le dévers sableux est, selon le mot de BAULIG, regradé de l'aval à l'amont conformément à sa pente de gravité.

Les ruissellements «exercent une action de sapement regressif qui tend à allonger la concavité aux dépens de la convexité» (9).

Le remaniement se traduit par une perte de substance et, en fin de processus, par un recul de talus. Le recul est plus rapide le long des vallées drainées. Aux ponctions des eaux de pente s'ajoutent, en effet, celles des eaux divaguantes de la callée qui, à chaque crue de printemps, redressent le profil des berges en les démaigrissant à leur pied.

---

(8) E. DE MARTONNE (1960). Traité de Géographie Physique (6'édit) T. II., P. 637.
(9) H. BAULIG (1952): Essais de géomorphologie, Paris, 160 p. (p. 142)

En l'absence d'une chronologie des faits quaternaires en cette région, un essai de classement des principaux épisodes récents a été établi. Il distingue le post-glaciaire I A — le plus ancien — du post-glaciaire I B et du post-glaciaire II.

C'est *au post-glaciaire* I A que se sont produits les mouvements glacio-eustatiques qui ont abouti d'une part, à une diminution progressive de la pente des cours d'eau, à un remblaiement de leur cours, d'autre part et ce jusqu'à 200 m d'altitude au moins, à l'élaboration en bordure de mer des plages marines étagées.

C'est au *post-glaciaire I B* que la Terre d'Inglefield a été soumise, ainsi que la côte sud-ouest du Groenland — et vraisemblablement toutes les côtes de la grande île — à un exhaussement continental d'ordre glacio-isostasique. A la suite de cet exhaussement, les torrents avivés ont déblayé leur cours supérieur, entaillé puis découpé les plaines de remblaiement dans leurs sections inférieures.

Ce déblaiement n'étais pas achevé que l'on observa un mouvement de compensation en sens contraire *(post-glaciaire II)*, le littoral s'enfonçant lentement sous les eaux marines. Ce mouvement se poursuit de nos jours. Mesuré à Goldhavn, en baie de Disko, il n'a pas été signalé, à notre connaissance et étudié dans le nord-ouest du Groenland. L'observation morphologique nous suggère sa réalité. C'est vraisemblablement à ce mouvement que doit être imputé en effet la tendance actuelle des cours d'eau à exhausser leur lit ordinaire à l'aval. Les indigènes nous ont indiqué de nombreux repères naturels qui tendraient à faire penser que le littoral de Siorapaluk (baie de Robertson), d'Ita, d'Inuarfigossuak, de Qáqaitsut est gagné par les eaux marines.

a) Les formes de ruissellement et de solifluxion à Skansen (1948, 1949)

Les formes esquissées des talus sub-arides de la région de Thulé et de la Terre d'Inglefield ne sont que l'ébauche des formes sub-humides de ruissellement de Skansen, petite montagne sableuse crétacée-éocène de la côte sud de l'île de Disko de 13 196 km² de superficiè et épaisse de 467 m. Aussi, ces dernières Seront-elles d'abord considérées.

L'érosion y est saisonnière. Elle est accusée par les pentes, une dénudation du relief, un sol pulvérisé par la cryergie et la dessication (10). On y a observé une topographie argileuse très caractérisée de bad-lands.

Une nette asymétrie morphologique et nivométrique y oppose les versants nord-est alangoq au vent, vifs et redressés d'un tracé longitudinal rectiligne successivement dans deux directions, aux longues pentes sarqaq sud et ouest, fixées à l'aval par le couvert végétal et profondément affouillées par le ruissellement.

La variété des inclinaisons du talus sableux au pied des dykes reléve de processus distincts au cours d'une même évolution. Elle est principalement le fait d'une discontinuité fonctionelle de l'amont à l'aval et du ruissellement en nappe à l'amont où l'eau est contrainte de sinuer entre les blocs qui pavent la pente (11).

---

(10) J. Malaurie et Y. Gullien (1953): Le modelé cryo-nival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland). Interprétation générale des grézes litées. Bull. Soc. Géol. France 6° série T. III pp. 703—721.

(11) J. Malaurie: Evolution de talus sableux au pied de dykes sous un climat arctique. Montagne de Skansen (Disko, Groenland) (1955). Norois n° 6 pp. 244—245.

L'opposition morphologique entre les talus à moyenne et forte pente est nette. Les premiers sont drainés par des ravines à fond plat, les seconds par des ravines étroites et profondes.

C'est dans les derniers jours de juin et au début de juillet que les eaux dégelées à l'amont des torrents sont en pleine crue dans la section aval encore gelée et divaguant sur la glace. Le large plancher des torrents, type «Taschlen», des versants redressés qui limitent ces vallées s'expliquent par le travail de sapement d'eaux divaguantes sur leur propre glace.

Un *calendrier des principaux processus morphogéniques* a pu être dressé.

De la mi-mai à la fin septembre, le sable est dégelé sur une certaine épaisseur. Facteurs lithologiques, topographiques, le degré d'humidification, le degré de la pente, le caractère dénudé ou non de la surface du sol, l'exposition enfin, rendent compte des épaisseurs diverses de la couche superficiellement degelée qui peut varier du simple au double:

Skansen: sable meuble quartzeux, juin: 30 cm. Sable compact argileux: 60 cm.

Qut d'ligssat: matériaux gréseux: mi-juillet: 140 cm.

Skansen, sable, Début juillet: 60 cm à 80 cm.

Skansen, sable humide, 10 Juin: 25 cm. Sable sec: 40 cm.

L'observation d'Alkinson et Bay, selon laquelle d'un champ couvert à un champ nu, il y a la différence du simple au double dans l'épaisseur de la couche dégelée, se vérifie ici mutatis mutandis.

C'est avec un retard d'une à trois semaines que le réchauffement printanier affecte le versant alangoq après le versant sarqaq, le froid y étant plus précoce d'une semaine environ: année 1949—1950.

La couche dégelée n'est, semble-t-il, pas continue sous les torrents drainés les plus importants.

Les périodes favorables à la solifluxion sont le printemps et l'automne. Les processus sont lents: la pente n'est modifiée à égard que «saisonnièrement», quelques jours chaque année, alors que la couche active est relativement mince.

La valeur de translation de celle-ci peut être par saison de 2 m à 3 m sur les talus les plus raides, de 30 cm sur les pentes de moyenne inclinaison.

Les espaces dénudés sont soumis à l'érosion superficielle (plus particulièrement au ruissellement), les espaces à couvert végétal en étant protégés. Les espaces irrégulièrement plantés sont parfois davantage ravinés que les espaces nus. Il convient que le sable soit dégélé et asséché pour que le ravinement soit actif; de mars-avril à septembre, ces formes sont décrites; il apparait que le travail d'affouillement a été maximum au cours de la dernière semaine de juin.

Début août, on peut tenir l'écoulement principal des eaux pour achevé.

Des observations hydrologiques ont été conduites. Elles intéressent principalement le débit liquide de Nujussab Korua, de la Marrisârnaq, du Korsuak, dont les régimes sont qualifiés de nivo-arctiques. La durée d'écoulement est de *20 semaines; les* $^3/_4$ *du volume liquide écoulé dans l'année l'étant en 4 semaines environ.* Dans ces trois torrents, la crue s'est produite dans la première quinzaine de juin.

Il est estimé que les 8 et 9 juillet 1949, la montagne a vu s'écouler sur les pentes 324 260 cm^3/s, soit 324 l/s.

Les torrents du versant sud, qui représentent en surface plus des $^4/_{10}$ de la superficie de la montagne drainent un peu moins de la moitié du volume total

des eaux. Les versants est et nord-est qui représentent en surface plus des $^{2}/_{10}$ de la superficie de la montagne sont drainés par de très abondants torrents et ruisseaux qui roulent près du tiers du volume total des eaux de la montagne. Couvrant $^{3}/_{10}$ de la superficie de la montagne, le versant ouest voit s'écouler sur ses pentes un peu plus du quart du volume total des eaux au moment donné considéré.

Le débit solide moyen des eaux du Korsuak a été évalué lors de la grande crue (194a), à *25 gr au litre,* le débit solide total des torrents de la montagne étant très approximativement estimé lors de la grande fonte, en une seconde, *à 8 K°* environ.

b. Les formes de ruissellement et de solifluxion en Terre d'Inglefield (1950—1951)

En raison d'une quantité moindre d'eau disponible — Thulé-Dundas, oct. 1946—déc. 1949: 69,4 mm de précipitations annuelles. 1947: 55,4 mm; 1948: 81,1 mm; 1949: 59,4 mm. Cependant qu'à Jacobshavn, 1916: 387,1 mm; 1918: 209,1 mm — et d'une saison de dégel plus brève — 91,92, 94 jours de température diurne supérieure à 0° C à Thulé-Dundas respectivement en 1947, 1948, 1949, 55 jours à Rensselaer-bugt 1854 —, le modelé torrentiel est moins caractérisé aux hautes latitudes de la région de Thulé et de la Terre d'Inglefield qu'à celles de la baie de Disko.

Ces espaces s'individualisent par la *platitude des surfaces de plateau,* la forte *inclinaison des talus, la jeunesse du ravinement élémentaire.* Les bas plateaux s'ordonnent le long de vallées droites et plates.

La couverture de neige est en effet *peu épaisse et discontinue. Elle a de 2 à 20 cm environ sur les espaces plans (Ita [1937—1938]).* Le sol est découvert la plus grande partie de l'année *sur le tiers de la surface.* Outre que les précipitations neigeuses sont peu abondantes, — on ne compte par exemple à Ita qu'un seul mois de précipitations neigeuses supérieures à 27 mm, la plupart des mois neigeux ayant des précipitations mensuelles inférieures à 8 mm — cette neige précipitée est en partie emportée par le vent du plateau vers la banquise ou sublimée. Du 15 juin au 15 septembre, *soit durant 12 semaines consécutives,* du 15 septembre au 15 juin, soit durant 5 mois, le sol est dénudé de neige; dans sa majeure partie, dans le premier cas; sur 20 % à 30 % de sa surface dans le second. Le «déneigement» commence sous forme d'évaporation à la mi-avril, sous forme de fonte début mai. Toute neige a fondu courant juillet: Siorapaluk 1951 (baie de Robertson), Thulé 1951. A Skansen, la fonte apparaît ainsi être plus précoce qu'à Thulé, elle commence avec le mois d'avril. Elle est aussi plus tardive; elle se poursuit jusqu'au début du mois d'août.

Selon les recherches du Weather Bureau conduites au téléthermoscope, le sol est gelé à Thulé-Dundas en 1949, de la surface jusqu'à 1 m en profondeur, dans une période allant *de plusieurs jours avant le 12 novembre jusqu'au 27 juin;* de la surface jusqu'à $^{1}/_{3}$ de mètre dans une période allant de plusieurs jours avant le 12 novembre jusqu'au 19 juin; des cas de dégel discontinus sont en ce cas observés à partir du 6 mai.

L'écoulement des eaux dure *14 semaines.* Les torrents à Augnartoq commencent en effet à couler au début de juin 1951, la crue étant atteinte à Siorapaluk au cours de la seconde quinzaine de juin 1951. Le 20 septembre 1950, les eaux du torrent de Siorapaluk (baie de Robertson) étaient gelées. A Skansen cependant, l'écoulement des eaux dure plus de 20 semaines.

L'action éolienne s'avère assez faible aussi bien dans les arènes que dans les sables de plage examinés au Binoculaire. B. FRISTRUP a pourtant observé une intense érosion éolienne en Terre de Peary (12).

4) Conclusion et sommaire

Au total, la gélifraction post-glaciaire n'est notable que dans des secteurs pétrographiques et des conditions bien définies, son action morphologique sur la pénéplaine algonkienne de la Terre d'Inglefield étant secondaire, sauf le long des escarpements.

Le ruissellement torrentiel dans les sables, essentiellement discontinu, est actif dans l'île de Disko (70° lat. N). Il a pu être opposé la jeunesse du ravinement élémentaire dans les hautes latitudes sub-arides des littoraux groenlandais du bassin de KANE (78°/S — 80° N) aux formes plus fouillées de bad-lands des latitudes arctiques sub-humides.

D'un point de vue morphologique, il nous paraît important de distinguer avec netteté le péri-glaciaire sec et le péri-glaciaire humide ou à mieux parler dans les régions considérées *d'une morphologique sèche* et une *morphologie arctique humide. Les confins arctiques, monde immobile, ne sont en vérité livrés à l'érosion que sur leur frange.*

Distinction en latitude; distinction également en longitude, toutes deux invitant à insister sur la nécessité d'une stricte localisation géographique des observations.

Dans l'Arctique, le temps est passé — ou à mieux dire n'est pas encore venu — de présenter, faute d'une meilleure connaissance, des observations générales. De fines études régionales dégagent en effet, chaque année davantage, des oppositions importantes. Ce n'est qu'au terme de ces investigations cloisonnées qu'une géomorphologie générale des espaces polaires pourra être tentée sans trop de risques d'erreurs.

En ce qui concerne la Terre d'Inglefield et la Terre de Washington (côte sud), nos observations tentent à conclure à la *remarquable conservation de la pénéplaine algonkienne* et *au déssèchement progressif du plateau à distance de l'inlandsis.* Sollicitée par l'accentuation des pentes du plateau consécutive à un exhaussement post-glaciaire de 200 m au minimum, l'érosion régressive à Augnartoq ne s'est attaquée qu'à une tranche rocheuse de 80 m environ jusqu'à 900 m du littoral, à Taserartalik, les chiffres respectifs étant de 30 et de 300. Ce que nous sovons et avons publiè des foraminifères et des lamellibranches de cette région (fossiles récoltés en baie de Force), ce que nous autorise à admettre l'analyse encore imprécise des pollens que nous avonsrécoltés à Thulé laissent penser que, lors du post-glaciaire, cette région n'a pas subi de variations importantes de températures et de précipitations.

C'est au mouvement compensateur glacio-isostasique post-glaciaire II et à la fonte glaciaire que sont attribuès le morcellement et le rajeunissement de la bordure littorale. En ces territoires sub-arides, des processus morphogéniques actifs n'ont été observés qu'en bordure des masses glaciaires. Faute de telle réserve en eau géologique, ces espaces arides paraissent offrir le spectacle de l'inertie.

(12) B. FRISTRUP. Wind erosion within the Arctic deserts. Geografisk Tidsskrift T. 52 p. 50—65.

Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes

By

J. P. Bakker, Amsterdam

with 9 figures

Dedicated to Professor Dr. Hans Mortensen

It may be supposed to be known that especially two American investigations about spheroidal weathering of igneous rocks: those of Blackwelder (1925—1926) and those of Chapman and Greenfield (1949) [1]) have contributed an important addition to the understanding of the character of the concentric exfoliation (concentric weathering). Chapman and Greenfield arrive at the following three conclusions, based on microscopic study of the spheroidal boulders:

1. In general the cores of the spheroidally weathered boulders consist of relatively fresh rock, but the shells surrounding the cores are more highly weathered. The intensity of this alteration increases outward more or less regularly through the successive shells.

2. In the weathering process, oxygen, water, and possibly some carbon dioxide were added to the rocks. New minerals, namely kaolinite, sericite, montmorillonite, serpentine, chlorite, hematite and limonite were formed, most of these having specific gravities that are lower than those of the original minerals from which they altered. The result of these changes appears to have been an increase in the volume of the altered rock, the outermost shells suffering a more marked increase than the inner ones.

3. It appears probable that the spheroidal scaling of these rocks resulted from the oxidation and hydration of silicate minerals. In each case the fresh rock was first subdivided by joint planes into rectangular blocks, thus enabling subsurface water to attack each block from all sides. Weathering or alteration ensued

1) Blackwelder, E. (1925), Exfoliation as a result of rock weathering. — Jour. Geology **33**, pp. 793—806. — Blackwelder, E. (1926), Fire as an agent in rock weathering. — Jour. Geology **35**, pp. 133—140. — Chapman, R. W., and Greenfield, M. A. (1949), Spheroidal weathering of igneous rocks. — Am. Jour. of Science, **247**, pp. 406—429.

along all faces of a block, and especially at edges and corners where the specific surface was greater. As a result, swelling of the outer surface of the block took place and internal stresses were set up. When these stresses had reached sufficient intensity, the rock split along a curved surface at a certain depth within the block where the cohesive strength of adjacent grains was exceeded. A concentric shell was thus produced. Further weathering along this new fracture produced additional shells within.

In connection with these observations it should be remarked that LARSEN (1948) [2]) writes that the gruss surrounding spheroidally weathered boulders in Southern California has had some of its iron oxidized, has gained some water and much SiO_2 (leached from above), has lost a little K_2O and gained a little Na_2O (p. 119). LARSEN concludes that these small differences are adequate to expand the rock and cause it to crumble. In a thesis, excellent from a petrological point of view, SCHERMERHORN (1959) has also concerned himself with rock weathering in Northern Portugal, concurring strongly with the conceptions of BLACKWELDER, CHAPMAN and GREENFIELD (SCHERMERHORN, pp. 30—38; see also pp. 389—395, p. 401). In the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Satao region SCHERMERHORN observed all stages of weathering from sound rock to soils, examining those soils almost exclusively in connexion with the parent material. The soil resulting from the decay of the Lamelas hornblende biotite granodiorite is reddish brown and so are the soils from a few of the darker granites rich in biotite of SCHERMERHORN's group I. It is obvious that type and colour of weathering and soil formation, as well as the rate at which this is achieved, *also* depend on the parent material. All the same it is to be regretted that there is not a single statement to show that SCHERMERHORN has occupied himself with the problems of fossile soil formation, climate and landscape making. The same holds for his explanation of the birth of residual boulders (woolsacks), exfoliation and sheeting. The author points out that whenever a granite is seen to weather into woolsacks it must contain abundant potash feldspar, generally in porphyritic habit. Even granites with sporadic potash feldspars megacrysts and hornblende-biotite granodiorite containing somewhat porphyritic microcline produce rounded blocks. As to the different formtypes, SCHERMERHORN observed that all stages of woolsack development are present, from large exfoliation slabs split by joints over slightly rounded joint parallelepipeds to final ovoid boulders. Pillar-like steep forms are rare and only occur, occasionally, in narrow youthful erosion valleys. On the contrary, the woolsack regions are typical forms of an area of fairly low relief, "on which weathering could proceed for a long time without interruption". Both as regards the conceptions of CHAPMAN and GREENFIELD and those of SCHERMERHORN the question should be asked which type of weathering took place here. The authors mentioned above assume, correctly, in my opinion, that the formation of woolsacks was in the first place occasioned by deep weathering to depths of 12 meters under the influence of hydration, carbonation and oxidation. How did these take place as regards space and time, however? The fact that CHAPMAN and GREENFIELD found montmorillonite indicates in the first place that de-alkalinisation and desilification had made only slight progress in the cases investigated

---

[2]) LARSEN, E. S. (1948), Batholith and associated rocks of Corona, Elsionre and San Luis Rey quadrangles, Southern California. — Geol. Soc. America, Mem. **29**, pp. 114—119.

by them [3]). Spheroidal weathering is found on the one hand in the humid tropics, e. g. in the sula-sectors of the valleys having a varied range of weathering types (see [BAKKER and MÜLLER] p. 376 and fig. 3). On the other hand it is found in semi-arid regions, but also in the Harz Mountains and in the Odenwald etc. [4]). How did this depth-weathering and its further development proceed nearer to the surface? What kind of vegetation occurred and what changes in vegetation under the influence of climate changes? Which clay minerals were found with comparable parent material in the different weathering stages in climates with widely divergent relations of temperature and humidity?

Which types of red-yellow soils have been found by SCHERMERHORN in the Castro Daire region? It has not been investigated, but there are some indications. SCHERMERHORN states (p. 30), that the decay of granites reaches depths of at least 8 meters and that the detritus is rich in feldspars [5]. The fact that the feldspar occurs frequently in the detritus would seem to indicate that weathering did not take place in highly acid conditions (see BAKKER [1958 a and c]) and that the degree of de-alkalinisation and desilification is not too high. As is known so far the rather frequent occurrence of feldspars in the detritus is always evidence that clay minerals as e. g. montmorillonite, illite and sometimes chlorite constitute not unimportant percentages of the clay percentage of the detritus. Two more investigations, by the Amsterdam physical-geographical students MABESOONE and NOSSIN [6], also point this way. These investigations, led by Professor A. J. PANNEKOEK, were conducted in the Cantabrian mountains and the Duero basin. The late tertiary and quaternary weathering products and sediments of the Duero basin practically always show a pronounced illite dominance; kaolinite is very much in the minority or is practically absent (figs. 1 and 2; table I). These data are based on the interpretation of Mr. TH. W. M. LEVELT, assistant in my laboratory. SCHERMERHORN has stressed particularly that the exfoliated domes and the chaotic masses of angular granite blocks are determined by the former existence of a mature surface of his second erosion cycle on which weathering could proceed for a long period without interruption. According to SCHERMERHORN the woolsacks are the typical forms of an area of fairly low relief. First of all the question may be raised wether we are really concerned here with a polycyclic development. Various authors (BAKKER [1958 c]; OLLIER [1960] [7]), have pointed out that the top of most of the inselbergs have a very subdued relief and that they are characterized by the usual exfoliation surfaces, jointing, perched boulders and so on (OLLIER [1960], p. 43). OLLIER observed (p. 44) in Uganda, that wherever remnants of old erosion surfaces are found they are higher than the inselberg summits. In granite regions it seems to be a matter of new altiplanation surfaces in many cases (BAKKER [1958 c]), not a matter of remnants of old erosion

---

3) For the stages of de-alkalinisation and desilification in a humid tropical region see BAKKER: Formation, dé-alkalinisation et désilification d'argiles de la Guyane néérlandaise. — In preparation for the Revue de Géomorphologie dynamique.

4) See: WILHELMY, H. (1958), Klimamorphologie der Massengesteine.

5) See: HERMANS, W. F., Erosie, plates 5 and 6.

6) MABESOONE, J. M. (1959), Tertiary and quaternary sedimentation in a part of the Duero Basin, Palencia, Spain. Thesis Leiden. — NOSSIN, J. J. (1959), Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage area in the Cantabrian mountains (Spain). Thesis Leiden.

7) OLLIER, C. D. (1960), The inselbergs of Uganda. — Zeitschrift f. Geomorphologie, B. 4, pp. 43—52.

surfaces, which are supposed to have developed near the base level. But apart from this the question should be considered to what degree such woolsacks etc. are also determined by weathering under forest (late tertiary and interglacial periods) and by frost attack in periglacial conditions, besides being a product of deep spheroidal weathering [8]). This problem is ignored by SCHERMERHORN. On the strength of the locations of his photos it can be stated, however, that apart from one location at a height of c. 550 m, his blockfields are generally on a height of 650 to 850 m above sealevel. These heights are to the same order as those which FRÄNZLE [9]) assumed for the lower boundary of the periglacial phenomena in the Würm glacial of the eastern part of the Castilian divide.

Main outline of weathering of clays in different climates

The question was put: how does spheroidal weathering predetermined at some depth proceed in different climates? This question is closely related to the question: what are the final products of the weathering of clays in different climates?

In the case of acid weathering in *humid-tropical* regions under rainforest or evergreen seasonal forest (pH 4.3—5.5) produces a siallitic or a siallitic-allitic final stage. For Billiton this problem has been dealt with by ALEVA (1958); for Surinam by BAKKER and MÜLLER (1957) and BAKKER (1958 a and c). Valuable data are also to be found in MOHR and VAN BAREN (1954). In loose weathering products (*not* in laterite caps, which may present divergent situations; see below) under tropical rainforest or evergreen seasonal forest we found the clay either as pure, fairly well crystallized kaolinite, or as 10—30 % gibbsite besides kaolinite [10]). So far as we know at present even the half-weathered granite core stones in the loose material of the Voltzberg region in Surinam showed neither traces of illite, nor of montmorillonite as transition products [11]).

The siallitic or siallitic-allitic final stage is naturally found in the tropical monsoon regions, but also in KÖPPEN's China-type (Cw-climate). Here too the range of temperatures reached in the summer months is about the same as the of the tropical rainforest, the precipitation in summer rendering extreme leaching possible.

In the classic region of the red-yellow podzols in the U. S. A. the siallitic or siallitic-allitic final stage is also reached [12]). Here we are partly concerned with regions with moderately cool winters, but with hot humid summers (KÖPPEN's CFa- and CXa-types and in the case of Southern Florida an Af-type).

KREBS and TEDROW rightly assume that the red-yellow podzolics in New Jersey are fossile soils, having been formed under considerably warmer and more humid conditions. The parent

---

[8]) See: WILHELMY, H. (1958), Klimamorphologie der Massengesteine.

[9]) FRÄNZLE, O. (1959), Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien). — Bonner Geogr. Abhandl. H. 26. — For block weathering in the Iberian Peninsula see: LAUTENSACH, H. (1950), Granitische Abtragungsformen auf der iberischen Halbinsel und in Korea, ein Vergleich. — Peterm. Geograph. Mitt. p. 187.

[10]) Our methods of clay-investigation, as also a few more data about de-alkalinisation and desilification of Surinam clays are found in: BAKKER, J. P., Dutch investigations on applied geomorphology . . ., — in the special number of the Revue de Géomorphologie Dynamique about applied geomorphology for the Intern. Geogr. Congress at Stockholm (1960).

[11]) See the exception at the foot of inselbergs (BAKKER et al. 1958).

[12]) KREBS, R. D., and TEDROW, J. C. F. (1958), Genesis of red-yellow podzolic and related soils in New Jersey. — Soil Science 85.

material consists of granodiorite-gneisses, gneissic residuum, gneissic glacial sediments and highly calcareous pre-Wisconsin drift. Without knowing the local conditions I would suggest that the sedimentological-pedogenetic situation in the profiles desribed by the two authors is much more complicated than they evidently suppose: 1. It is highly improbable that fossile reddish-yellow podzolics which are assumed to have formed in interglacial periods or in the older quaternary or in the pliocene, should occur there without being truncated to a considerable degree. 2. It therefore appears to me that the so-called A-horizons of KREBS and TEDROW are not actually A-horizons. 3. The last mentioned supposition is supported e. g. by the composition of clay in two soil profiles in the New Jersey coastal plain. The distribution both of the SiO_2/Al_2O_3 molar ratio and of the clay minerals is highly remarkable here. In the so-called A-horizon of the two profiles mentioned the SiO_2/Al_2O_3 molar ratio is 4.25 and 6.06 respectively, the B- and C-horizons showing values of c. 1.60—1.90, normal for yellow podzolics. 4. Whereas normally the pH is much lower in the A-horizons (particularly directly unter the A_{00}-horizon) than that of the B- and C-horizons of the red-yellow podzolics and related lateritic soils, causing strong de-alkalinisation and desilification, the two above mentioned profiles present an entirely conflicting phenomenon. The phenomenon is the dominance of vermiculite and the presence of illite, gibbsite and kaolinite only being minor. The B- and C-horizons on the other hand present the much more normal picture (gibbsite and kaolinite major; illite and vermiculite present or minor). 5. Other profiles of these two authors (Anandale soils) show an abundance of feldspars (40—60 % orthoclase, microcline and perthite and 12—18 % plagioclase) on the one hand and fairly normal SiO_2/Al_2O_3 molar ratio of the A-, B- and C-horizons on the other hand (mostly 1.21—2.34). Are these facts compatible? In Surinam we find something completely different under tropical rainforest and evergreen seasonal forest (see BAKKER and MÜLLER [1957]; BAKKER [1957 and 1958a]). 6. Finally it should be pointed out that only a limited number of the horizons of the Anandale profiles have the colours characteristic of red-yellow podzolics (5 YR 4/8, 2.5 YR 4/6). Tints such as 7.5 YR 5—6/6 and 10 YR 3/2—4/2 definitely do not belong there. The last ones are the typical intermediate tints ranging from red-yellow podzolics to grayish-brown soils, found in the Netherlands e. g. fairly frequently in the bottom sediments of the lower quaternary main terraces of the Meuse (Netherlands Southern Limburg).

RICH and OBENSHAIN [13]) advanced three explanations as to the increase in the proportion of kaolinite in the clay with depth in reddish-yellow podzolic soils:

I. Kaolinite is less resistant to destruction by weathering than the vermiculite often found to be abundant near the surface of kaolinitic soils.

II. In the upper horizons of such soils a paucity of feldspathic source material results in the formation of little kaolinite.

III. Kaolinite forms most readily in the less acid lower portions of soil profiles. It is a matter of speculation, however, if the explanation could not be simpler if it should be pointed out that the above mentioned distribution of the clay minerals etc. in the A-, B- and C-horizons can be explained much more easily by assuming that the so called A-horizon is not on a par with the B- and C-horizons, but is a new sedimentation zone probably caused by solifluction, lying on an older truncated reddish-yellow podzolic. Surely the total of the facts rather points to this conclusion. In this connection I would like gratefully to mention my journey in the USA in 1952, in the investigation area controlled by Professor OBENSHAIN, where instances of such a pedogenetic-sedimentological polygene profile development were indeed in evidence.

A quite different situation on the other hand is found in Cs-climates near the western side of the continents, hence in the Mediterranean and related climates. The humid period here is in the fairly cool winters, the hot summers being dry. Consequently the leaching is relatively slight and the degree of de-alkalinisation of the clays not very high. Illite and minerals of the montmorillonite-group dominate. Mutatis mutandis the same applies for arid and semi-arid regions, though the clays of the montmorillonite-group play a more important part. Clays of Bonaire (Lesser Antilles) investigated by Mr. LEVELT in our laboratory sometimes seem to show montmorillonite dominance (Nontronite?). Professor E. MÜCKENHAUSEN (Bonn) drew my attention to the montmorillonite dominance (up to 80 %) in the clay fraction of the Gezira soils (Sudan). Relevant data to be

[13]) RICH, C. I., and OBENSHAIN, S. S. (1955), Chemical and clay mineral properties of a red-yellow podzolic soil derived from muscovite schist. — Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 19, 334—339.

found e. g. in GANSSEN (p. 15) [14]). Reference has already been made to the illite-dominance in some parts of Spain (figs. 1 and 2: Table I).

As regards the temperate regions of the Cf- and Df-types two cases are always to be distinguished in principle: 1. Clay weathering under slightly acid to neutral conditions; 2. Clay weathering under highly acid conditions.

In the former case there occurs a very marked illite-dominance, as proved e. g. by investigations of my fellow-workers and myself (see e. g. HERMANS [1955]; JUNGERIUS [1959]). The brown forest soils and the greyish-brown podzolic soils of Luxemburg (JUNGERIUS) have a pronounced illite-dominance, which tallies with the communications of GANSSEN (1957, p. 15) about the 'Braunerden' of Central Europe. The grey-brown podzolic soils associated with Wisconsin glacial materials in northeastern New Jersey and the grey-brown soils further to the North show no detectable gibbsite and only minor amounts of kaolinite in virtually every case (KREBS and TEDROW [1958], p. 28). So far as this is not strongly influenced by clay mineral reserves of older rocks and soil profiles the illite-dominance will hold good in view of their pH for all regions with a beech- (Cfb-) and oak- (Dfb-) climate in the sense of KÖPPEN.

Quite different are the situations in the case of acid peat formation, and of a Callunetum and a Conifer climate, pH-values of 4—4.5 not being exceptional then. In spite of the mostly fairly low summer temperatures the degree of leaching is such that kaolinite (sometimes even traces of gibbsite) appear. As far as clay fraction is concerned and provided the profile is old enough (time factor), the ashen-gray podzolic soils might thus finally be characterized by kaolinite dominance, which is suggested e. g. by data of GANSSEN (p. 15) about a podzol in the Southern Ural mountains and STREMME (1954).

In the tundra regions (KÖPPEN's ET-climate) there is an illite dominance with the presumable exception of leaching under peat. In solar conditions on bare rocks the lichens and algae produce a detritus with alkaline tenor (see below), with an apparent illite dominance. This is suggested by a sample from Fairbanks (Alaska), which had the following composition (Phys. Geograph. Laboratory): illite c. 70—75 %; montmorillonite c. 15 %; kaolinite c. 5 %; quartz 5—10 %. Sampels from the Polish Spitsbergen expedition are now being investigated in our laboratory. An analogous composition is found in the clay fraction of the loams which in the pleistocene Tundra periods show kryoturbation in an extended sense (see below: HÖHL [1958 and 1959]).

---

[14]) GANSSEN, R. (1957), Bodengeographie. — Stuttgart 1957. Caution is indeed essential in assessing the character of the clay minerals in connection with the present climate both of the young sediments and of the soil types for all regions on earth. This applies e. g. in the case of the BW- and BS-climates of the Sahara. In these regions both the schists pulverized into clay and the red soil profiles of earlier more humid periods may form important kaolinite reserves, which are clearly noticeable down to the youngest sediments. In such cases the combination in which the clay minerals occurs is often very characteristic. Nine sediment- and soil-samples collected in the Sahara by Professor W. MECKELEIN (Stuttgart), were examined in my laboratory and proved — as regards clay fraction — to consist almost exclusively of combinations of two by Mr. LEVELT extreme clay minerals (attapulgite [30—85 %] and kaolinite [10—65 %]). In connection with MORTENSEN's very important paper: „Die Salzsprengung und ihre Bedeutung für die regionalklimatische Gliederung der „Wüsten" (Petermanns Mitteilungen, 1933, pp. 130—135) the question of the clay content and the variation in clay minerals (hydration etc.) of the salt arises. Concerning the montmorillonite dominance of some blaak soils see also MOHR und VAN BAREN (1954) and H. E. STREMME, Die charakteristischen Tonminerale einiger Hauptbodentypen. — Z. f. Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde, B. 65, pp. 1—9 (1954).

In my lectures at the Würzburg University (November 1958) I drew the attention to the influence of the postpontic and early-pleistocene development of weathering clays on the character of the kryoturbation and gelisolifluction phenomena in the Ice age. See also Büdel's important paper: Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionsstypen. — Troll-Festschrift, Erdkunde, Bonn 1959, pp. 297—314.

The ultimate stages of weathering of clays in Western Europe during the plio-pleistocene period

In the last 8 years my fellow-workers and I have collected rich material in tertiary and quaternary sediments, weathering products and soils. My fellow-workers and students (Dr. H. J. Müller, Dr. P. D. Jungerius, Dr. M. J. Bik,

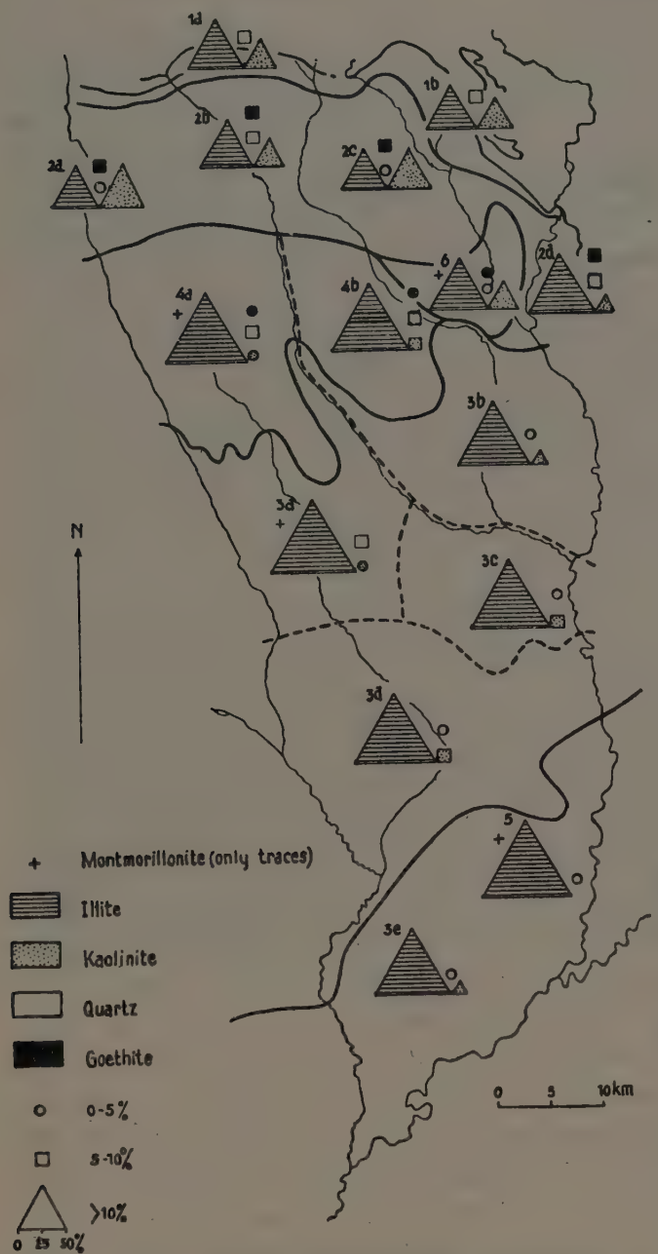

Fig. 1. Clay mineral associations in the tertiary sediments in a part of the Duero basin, Palencia, Spain (after J. M. Mabesoone)

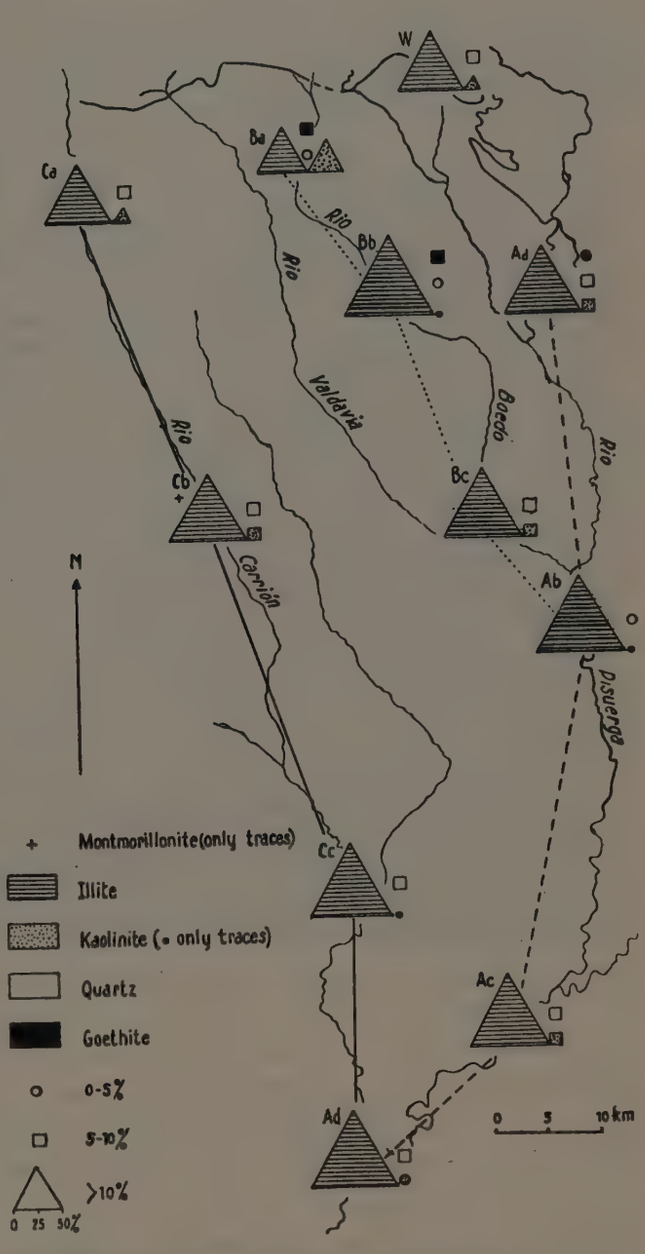

Fig. 2. Clay mineral associations in the quaternary sediments in a part of the Duero basin (after J. M. Mabesoone)

D. H. Porrenga and Th. W. M. Levelt) have tested these on their grain size frequency, T-value, SiO_2/Al_2O_3 molar ratio, heavy and clay minerals, etc.

Before relating some of the results it may be useful to enumerate the factors which can influence the rate of desilification and de-alkalinisation of the clays. 1. The macro- and micro-climate (for the extremely great differences between these two in the Voltzberg region in Surinam see: BAKKER [1958 a, 1958 c]; BAKKER and MÜLLER [1957]). 2. Because of a difference in vegetation more alkaline and more acid weathering types can occur side by side in one and the same macro-climate. 3. The parent material, for instance a constant supply of limestone detritus being capable of slowing down considerably the rate of de-alkalinisation in an environment rich in lime. 4. Divergent physical-geographical environ-

Table 1

Mineral compositions of quarternary river sediments (MM, HP, HR, HC), sandy layers and weathering products in the Pisuerga drainage area (Cantabrian Mountains) after J. J. NOSSIN.

No.	Terraces	Mont-morillonite	Illite	Kaolinite	Quartz	Goethite	Magnetite
117	Pisuerga Lower Terrace Salinas	tr.	70	20	8—10	tr.	—
210	Dam Aguilar	—	75	20	5	tr.	—
8	Pisuerga, MM, Barcenilla	5—10	65	25	2—3	5	5
60	Pisuerga, HP, Dehesa	—	75—80	10	2—3	10	—
206	Rubagon, HR, Cillamayor	—	60—65	25—30	2—3	10	—
115	Camesa, HC, Menaza	—	65	25	8—10	tr.	—
	Sand layers						
49	Cervera, boring 1	5—10	45	35	2	10	—
58	Cervera, below HP terr.	tr.	50	40	tr.	10	—
213	Mataporquera, below HC terr.	—	60	30—35	tr.	5	—
120	Cuena terrace	—	70	25	2—3	2—3	—
121	Cuena terrace	—	65	30—35	3—5	tr.	—
	Weathering clays						
101	Wealden clay, Matamorisca	—	60	35—40	3—5	tr.	—
119	Westphalian shales, Mudá	—	85	10	5	—	—
2	Devonian limestone, Peñas Negras	—	+	+	+	tr.	—

ments occurring intrazonally e. g. transport under periglacial and other conditions. Particularly important for us is the occurrence of extremely acid environments, which result in substantial deferritisation (including a more pronounced de-alkalinisation and desilification). These occur both intrazonally within the range of different plio-pleistocene types of red-yellow zonal soil types, and within grayish-brown and brown soil zones. For such an extreme bleaching three factors are known so far: a) An extremely acid tenor of leaf extract and litter. This phenomenon is found e. g. in the savannah-region of Northern Surinam. In the 'Jodensavanne' near the Surinam river e. g. the soils consists of detritus of pegmatites, granites, sericite schists, colluvium and recent alluvia. According to investigations by Dr. JACOBA RUINEN (oral communication) the leaf extract of *Dimorphandra conjugata* in clayey snow-white sand proved to have a pH of 2.8 This extremely low pH yields the explanation of the absolutely snow-white bleaching of the clayey sands and the sands of the elevated humid

tropical coastal areas in Brazil, Guiana and Central America which does not occur with the normal pH of c. 4.5 under tropical rain rainforest and evergreen seasonal forest. In the Cf- and Df-climates the acid selecting and bleaching influence of the Callunetum and conifers with ashen-gray podzols is a familiar fact. b) Under peat with a low pH. In this connexion attention may be drawn e. g. to the absolutely white mio-pliocene sands assoziated with layers of lignite in Western Europe. c) In the case of spheroidal granite weathering with grayish-white tint there is a possibility of acid hydrothermal influencing at some depth. 5. The grain size frequency and pore space of detritus and sediment influences

Fig. 3. Spheroidal weathering, granite pits and Lichens (Raleigh-sulas, Coppename river, Surinam). Photo J. P. Bakker

the rate of percolation and with it the rate of leaching. As a rule sands reach a higher degree of deferritisation, de-alkalinisation and desilification per unit of time than heavy clays (see below examples of red-yellow soils from the lower- to middle-pliocene of Dutch Southern Limburg). 6. A. o. the time factor is of importance in periods of intensified vertical river erosion penetrating into the little or not weathered hard rocks. Consequently the materials transported and deposited by rivers especially in the quaternary period, consist for an important part of little or not chemically weathered parent material. As regards its clay minerals this parent material rather bears the character of the hard rocks of the region of origin than of more de-alkalinised and desilificated plateau loams.

Taking into consideration all these factors there yet remains to be distinguished a clear differentiation of weathering types of three geological periods:

The first period

A period in which a yellow-red weathering related to the red-yellow podzols of the classical area of the U. S. A. occurs zonally. Kaolinite dominates fairly to very strongly and so there are reasons for assuming (see also JESSEN [15])), that the climate should have been a CFa-, a CXa- or a Cw-climate.

In the Netherlands and in North-western Belgium this type of red-yellow soil formation can be dated fairly correctly. The poor gravel with siliceous oölites covers it. This river-terrace gravel here consequently acts as a terminus

Fig. 4. Granite rocks subdivided by joint planes (Raleigh-sulas, Coppename river, Surinam). Photo J. P. BAKKER

ante quem for the red-yellow podzolic. This in its turn acts as a terminus ante quem for the fine peneplain, or for the pediment which on the North side of the Ardennes lies 340—400 m above sealevel, being covered with a red-yellow soil and siliceous oölite gravel in numerous places.

What is the age of the siliceous oölite gravel in North-western Belgium and Southern Limburg (Netherlands)? As already known, opinions are divided. On the strength of the comparison with the Dinotherium sands near Heidelberg the

15) JESSEN, O. (1938), Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. — Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin.

siliceous oölite sedimentation is sometimes considered to be pontic (lower pliocene). OESTREICH [16]) regarded them as upper pliocene for the Rhine valley between Bingen and Coblenz. In Holland and Belgium the latter view is also held, though there are indications of a possible local re-sedimentation in the Villefranchian and Pretegelian times. If the siliceous oölite terrace is taken to be upper-pliocene the red-yellow podzolic underneath does not seem to admit of a younger dating than lower- or middle-pliocene. The depth of this red-yellow weathering to more than 10 m might also suggest a mainly pontic or rather a pre-pontic weathering (see below: SHAFER [1954], p. 128), implying that the peneplain in question must at least be of sarmato-pontic age [17]). The table p. 10 in HÖHL 1959 gives the mineralogical composition of the pliocene clays on the Ubaghsberg (215 m above sealevel), the Vaalserberg (340 m above sealevel), and the Brunssum moor (near the big faultline Feldbiss). All three have a kaolinite percentage of 50 % or much more. Near Mons in the surroundings of Liège, where the red-yellow material is also found under the siliceous oölite gravel, or mixed with it, similar ratios occur. Also in the higher parts of the Ardennes there are red-yellow profile remnants with kaolinite dominance. WENSINK observed them at a height of 350 m near Villez (vicinity of Laroche) and c. 500 m near Flamierge (to the West of Bastogne), 50—100 % kaolinite. In Southern Luxemburg LEVELT found plateau loams, a little changed by solifluction it is true, and mixed with younger weathering material rich in illite, but with 45 % kaolinite all the same. See also MÜCKENHAUSEN et al. (1959). In the course of our investigations of a red-yellow clay (and gravel) on the Dachsteinplateau, at the request of professor H. LOUIS (München), we also found c. 60 % kaolinite (besides c. 20 % montmorillonite, c. 10 % illite, c. 5 % gibbsite, c. 3 % quartz).

In all these cases the fairly complete absence of gibbsite stands out. This might weaken the case for a formation under an A-climate as conceived by JESSEN. The weathering layer rather points to a Cw-, Cfa- or CFX-climate. All the same the relative pediment in the miocene may have been formed partly in kind of Florida climate (there are complications enough), which subsequently became colder in the pontic period.

The second period

This period, which seems to have its beginning about the middle pliocene or rather in the second half of the pontic period (see SZAFER [1945]), continuing into the first interglacial periods as far as the quaternary is concerned, is characterized by the fact that red-yellow profiles (2.5 YR 5/6—5 YR 5/6) can occur besides bleached profiles and sediments, but that they are characterized by a pronounced illite-dominance. The relics of this type of red-yellow

16) OESTREICH, K. (1926), Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges. — Zeitschr. f. Geomorph., B. 1, 1926. See to: MÜCKENHAUSEN, E., GERKHAUSEN, W., und KERPEN, W. (1959), Entstehung und Eigenschaften der Böden auf den fossilen Verwitterungsdecken der Eifel. — Z. f. Acker- und Pflanzenbau, B. 108, pp. 201—222.

17) For dating of pediments in other regions see e. g. BAKKER, J. P. (1930), Einige Probleme der Morphologie ... — BÜDEL, J. (1957), Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. — Festschr. zum 31. Deutschen Geographentag Würzburg. — GELLERT, J. F. (1958), Grundzüge der physischen Geographie von Deutschland. — Berlin 1958. — MACAR, P. (1938), Contribution à l'étude géomorphologique de l'Ardenne. — Ann. Soc. géol. de Belgique Tome LXI pp. 224—237.

soil profiles (Mediterranean type) can occur both on plateaus and in river valleys (for the upper Main area see: HÖHL [1958 and 1959]). In Holland near Hilversum there is a sandpit in which such a soil has been pushed up steeply because of the Saale glaciation. So the Riss-glaciation can be considered to be the terminus ante quem for this type of red-yellow profiles. Red-yellow horizons also occur in the sediments of the Dutch type locality of the Tegelian. As is well known, these are considered to be Günz-Mindel interglacial or perhaps more correctly as pre-Günz (warm period) [18]). Both the grayish-blue sandy-clayey Tegelian sediment and the red-yellow zones present a pronounced illite dominance (75—85 % illite; 5—10 % montmorillonite; 5—10 % kaolinite). Only in one case was a red sample found with c. 40 % illite, c. *35 % kaolinite* and c. 10 % montmorillonite.

For the dating of the beginning of the climate period in the Netherlands with a weathering type showing illite dominance a number of facts are important

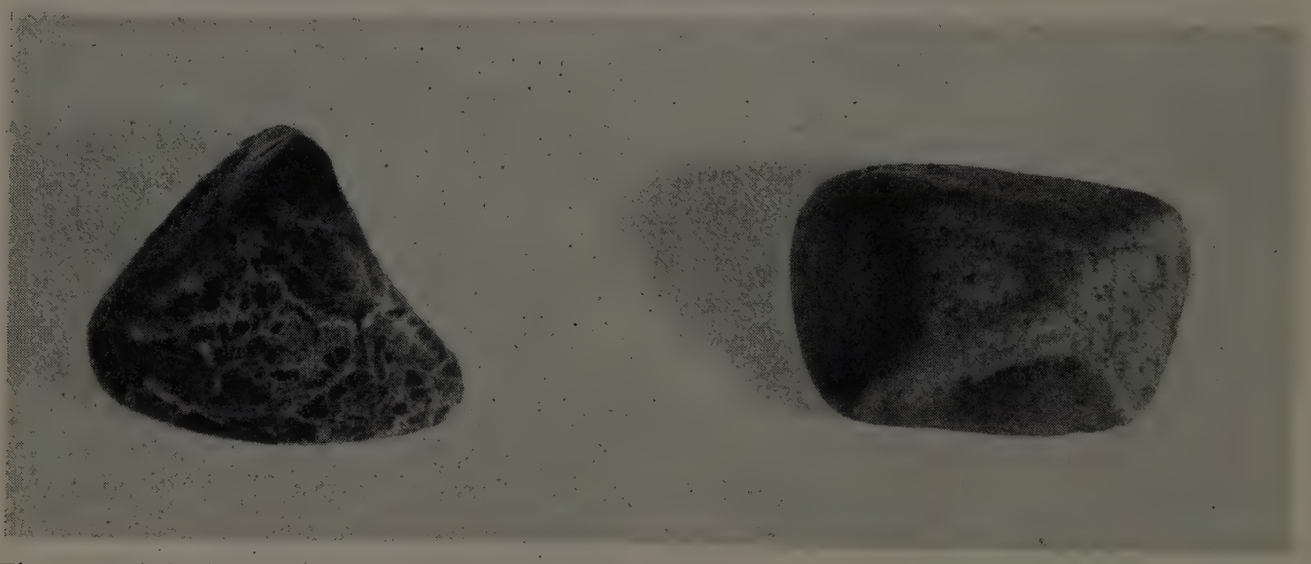

Fig. 5. Polished Lydite and Windkanter (Revinian Quartzite) from the silicious oölite gravel (Heerlen, Netherlands Southern Limburg).

which were to be established in the pit of Beaujean-Voncken between Heerlen and Brunssum. Anticipating a publication by Dr. L. J. VAN DER WAALS, E. A. KUMMER and myself I may restrict myself to state here that siliceous oölite gravel in this pit has been disturbed by kryoturbation sensu lato. It seems that there are two or three kryoturbate zones, whose clay fraction in the bottom grayish-white zone shows rather much kaolinite (c. 45 % kaolinite; c. 45 % illite; c. 5 % montmorillonite), the grayish-yellow middle zone heaving a pronounced illite dominance (c. 75 % illite; c. 15 % kaolinite; c. 5—10 % montmorillonite). These kryoturbate zones are older than the oldest lower-quaternary main terrace of the Meuse. Both the gravel and the sand of the terrace bear traces of aeolian influence (polishing; even shapes suggestive of windkanter [fig. 5], etc.). I found this aeolian polishing in 1927 in the gravel of the siliceous oölite terrace

[18]) VLERK, I. M. VAN DER, en FLORSCHÜTZ, F., Nederland in het ijstijdvak. — Utrecht 1950. — WOLDSTEDT, PAUL, Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — Stuttgart 1955. — SZAFER, WLADYSLAW, Plioceńska Flora Okolic Czorsztyna I Jej Stosunek Do Plejstocenu. — Warszawa 1954.

on the Rochusberg near Bingen and shortly afterwards with "Buntsandstein" gravels [19]) in a terrace at c. 300—325 m above sealevel of the river Kahl (to the North of Aschaffenburg) near the Main (Hanau-Seligenstadt) basin. In the last few years this phenomen has also been discovered by Dr. H. Körber, who puts an adequately dry period in the Villefranchian [20]). The question is whether we are concerned here with one or two dry periods. However this may be the siliceous oölite material of the pit between Heerlen and Brunssum is older than the main-terrace material lying on it and also older than the Tegelian sediments. The kryoturbation phenomena are probably Donau or pre-Donau. Of further importance for the dating of our second period of clay weathering is the establishing by our laboratory of a pronounced illite dominance (55—85 % illite; 15—20 %

Fig. 6. Granite pit (oriçanga type) in the Raleigh-sula region of the Coppename river (Surinam). At the left side "polissoirs" made by red indians. Photo Dr. J. P. Schulz; see other photographs in Bakker 1958 a and c

montmorillonite; kaolinite ranging from traces to c. 20 %; besides traces of vermiculite in one sample) for our colleague P. Bout from Clermont-Ferrand in a number of samples of the Villefranchian in the French Central Plateau.

Another material fact for the dating of the beginning of a cooler or as the case may be drier climate is that at the Northern edge of the Odenwald at c. 285—300 m Main terraces are characterized by the occurrence of e. g. "Muschel-

19) Bakker, J. P. (1930), Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung, p. 87 and fig. 11. Thesis Utrecht.

20) See also the above mentioned publication of Professor Szafer and of Mensching, H. (1958), Glacis-Flußfläche-Pediment. — Zeitschr. f. Geomorph. N. F. B. 2, pp. 165—186.

kalk" and "Buntsandstein" gravel (BAKKER [1930]). During the excursion of the "Würzburger Geographentag" (1957) professor BÜDEL pointed out that in the "Iphöfer Pforte" (Steigerwald) at c. 340 m above sealevel "Muschelkalk" gravel and also a porphyry pebble were found [21]). It is clear that neither "Muschelkalk" nor "Buntsandstein" nor porphyry pebbles would have survived transportation over a fairly large distance by rivers, preceded by intensive weathering with a rather low pH in a hot and humid climate. In complete accordance with the very important investigations of SZAFER (1954, p. 128) in Poland I assume that a considerable fall in temperature and precipitation [22]) took place already in the pontic period (lower pliocene) (see also HÖHL [1959], p. 8). Other indications are the occurrence of the above mentioned pebbles to a height of c. 340 m and the character of the clay weathering. Both JUNGERIUS (1929) (Keuper-Lias plateaus near Moutfort [to the South-east of the town of Luxemburg] at a height of c. 325—350 m) and HÖHL (1958 and 1959) (edge of the Keuper plateau at Gaustadt near Bamberg) at a height of c. 280 m (descending to a height of c. 235 m at Viereth in the Main valley) found relics of red-yellow soil profiles which, together with those on the Bocksberg at Altfield (Lkr. Marktheidenfeld) cannot be dated before about middle pontic and partly (as in the Main valley) as belonging to the lower pleistocene.

The third period

For Western Europe this period is chiefly characterized by the occurrence of grayish-brown and brown soil profiles with illite dominance. If the yellow ochreous sands of Saxony are considered as still belonging to the reddish-yellow weathering types, the last slightly developed red-yellow weathering in Western Europe and Western Central Europe (as perhaps also those at Hilversum) would have to be dated Mindel-Riss interglacial at least as far as the interglacial periods are concerned. A further comparative investigation on the strength of more extensive

---

[21]) See also: HÖHL, G. (1958), Zur Frage der Entstehung des Gaustädter Profils (Franken). — Mitt. d. Geograph. Gesellsch. Wien, B. 100, pp. 77—89. — HÖHL, G. (1959), Physisch-geographische Betrachtung des Obermaintales bei Kösten, pp. 5—14, from Zotz, Kösten. — Quartär Bibl. B. 3.

[22]) In this connexion see the important theory of BÜDEL, which he also applies to the "Gauflächen" etc. in Franken. The above mentioned facts concerning the habit of the river terrace gravel and the clay minerals of the second period however impinge on both his conceptions about the origin of the Main valley (BÜDEL [1957a]), and on that of the Gauflächen (see also HÖHL [1959]). On these points a further specification of BÜDEL's interesting theory is needed. It should also be pointed out that the highest peneplains have not always the oldest weathering cover. The red-yellow soil profiles have often been truncated by e. g. periglacial phenomena and displaced under periglacial conditions. On the Andreasberg pediment in the Harz mountains, which is situated at c. 700 m, we found red weathering material of granite with a low clay content and a pronounced illite-dominance (excursions led by professor H. MORTENSEN, professor J. HÖVERMANN and professor H. POSER; May 1958 and 1959) (65—70 % illite [+ muscovite]; 10—15 % kaolinite; 5—10 % quartz; trace of montmorillonite). On the pediment at c. 630 m in the Dreibodetal in the Harz mountains the kaolinite percentage of the weathered granite varied from 20—50 % and the illite percentage from 35—60 %. The grayish-white weathered material contained the highest percentage of kaolinite, the red-yellow weathering products the highest percentage of illite. — BÜDEL, J. (1957a), Raumschicksal und Landformung in Franken. — Geogr. Rundschau, 9. Jahrg., Nr. 6, Juni 1957. — Ders. (1957b), Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. — Z. f. Geomorph., B. 1, H. 2 S. 201—228. — Ders. (1957—1958), Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. — Tagungsbericht und wissensch. Abh. d. Deutschen Geographentages Würzburg, S. 89—121.

material is desirable. Divergent conditions may be expected e. g. in the ashen-gray podzolics on coarse sands with less than 4 % of clay. Besides, gray-brown loess profiles sometimes show a high percentage in clay minerals of the montmorillonite group (50 % at Gaustadt: see HÖHL [1958 and 1959]). On the other hand a loess on the St. Pietersberg in Netherlands Southern Limburg, which is in any case younger than the main terraces, and is consequently Riss or Würm, again contained chiefly illite (c. 75 % illite; c. 10 % kaolinite; trace of montmorillonite; 8—10 % quartz). The same obtains in the case of a clay layer at the basis of the terrace gravel underneath (height c. 90 m above sealevel), which had an illite percentage of c. 85 %.

Retrospective view of spheroidal and other weathering types in ingenous and metamorphic rocks in different climates in space and time

From the preceding it follows that the ultimate products of the weathering of clays in different climates and vegetation types cannot always be the same. One also wonders about the course of the intervening stages of the clay weathering, the part the climate *changes* play adding an interesting complication. For regions such as Western and Central Europe, where botanical, palynological and clay mineralogical investigations ever continue to increase our knowledge about the

Fig. 7. Kociołki filled with rock savannah vegetation at the eastern side of the Voltzberg. In the middle part the "Van Stockumberg". Photo Dr. J. P. SCHULZ. For the vegetation types see LINDEMAN and MOOLENAAR (1960) and BAKKER (1958 a)

climate change during the mio-pliocene and the quaternary, the question arises about the age of the spheroidal and other weathering types in igneous and metamorphic rocks. Though we have not conducted a systematic investigation in our laboratory, we can all the same communicate some data:

In Western and Central Europe we find on the one hand gray to grayish-white weathering types of igneous and metamorphic rocks in Odenwald, Spessart, Harz and Thüringerwald. On the one hand there occur reddish-yellow shades (5 YR 5/6—5/8—4/6—4/8) (yellowish-red) and red, dusky red and dark red (10 R 5/6—5/8—4/6—4/8 and 3/4—3/6) and of course also brown and grayish-brown shades. As far as the clay minerals are concerned it should be observed that besides the younger weathering types the two oldest periods may also be in evidence. From the first period (lower pontic and miocene) we have already mentioned the weathering in the Dreibodetal in the Harz mountains, where in the white clay we find both a (not very pronounced) kaolinite dominance and material with illite dominance (second period). In the Spessart mountains (Hoesbachtal near Schöllkrippen near Aschaffenburg) we found in the "Körnelgneiss", as it was called by the geologists in the beginning of the twentieth century, a deep dusky red and yellowish-white weathering, both with a pronounced kaolinite dominance (c. 80 % kaolinite; c. 10 % illite and muscovite; traces of montmorillonite; 5—10 % quartz). The relevant question is here whether we have to do with pre-triassic or pre-permian weathering phenomena or perhaps with a tertiary weathering phase. A fact speaking against the former assumption (pre-triassic etc.) is that the "Arkosensandstein" in the Spessart and Odenwald mountains is mostly very rich in feldspars, which does not argue a prolonged weathering under acid conditions with subsequent kaolinite dominance. Besides, the lower triassic sediments, such as the Bröckelschiefer (lower Buntsandstein) always have a pronounced illite (+ montmorillonite) dominance. All this seems to point rather to a drier than to a humid tropic or humid warm climate for the terminal terrestrial period of the basal complex previous to and at the beginning of the permo-triassic sedimentation. This is also borne out by other geological facts. In the neighbourhood of the watershed between Gersprenz and Weschnitz in the Odenwald mountains we find both reddish-yellow and bleached partly spheroidal granite weathering with illite dominance, which obviously suffered its strongest chemical weathering in the second period. The same obtains for samples from the Thüringerwald (Rennsteig stop at a height of 760—770 m; parent material porphyrite), which we tested for our colleague KRÄHHAHN (Erfurt), the little clay fraction of which contained c. 60 % illite, c. 35 % kaolinite and c. 5 % quartz.

A comparative investigation of the different types of the granite weathering in Western and Central Europe would no doubt open up interesting new vistas.

Oriçangas and kociołki (An example of an a-macroclimatological geomorphological phenomenon)

In his well known publication about Inselbergs in the granite and gneiss areas of Brazil FREISE (1938) [23]) considers the following distinction between two types of small "cirques" on granite:

[23]) FREISE, F. W. (1938), Inselberge und Inselberglandschaften in Granit- und Gneißgebieten Brasiliens. — Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. X, p. 137 etc.

I. "Baumverfallspingen" and "Dellen" (granite cirques and compound granite cirques), supposed to be exclusively due to decaying remains of trees under tropical rainforest.
II. Oriçangas (= water eyes), formed in the dry regions of North east Brazil.

In the course of my first exploration in 1954 and my expedition in 1956 to the biotite-granite region of the Voltzberg (Surinam) I found that kettles up to 10 m in diameter, partly filled with peat or sediment rich in humus and oriçangas with diameters ranging from a few dm to a few m occur side by side in a humid tropical region (lat. 4°40′ N; annual rainfall c. 2300 mm; annual temperature c. 26° C) on practically bare granite rocks. Consequently there is

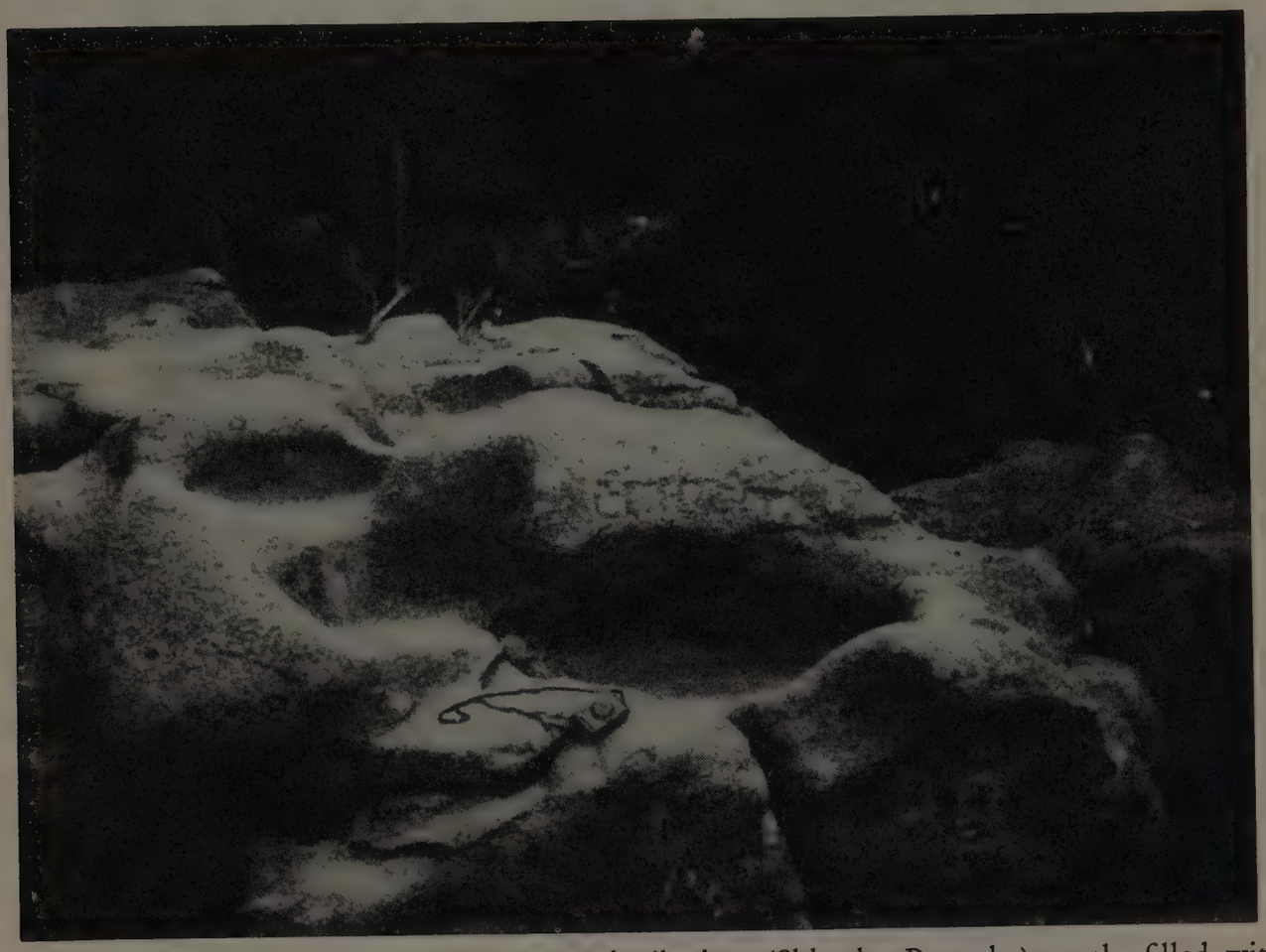

Fig. 8. Kociołki in the Riesengebirge near Schreiberhau (Sklarska Poremba) partly filled with detritus rich in feldspars. Photo J. P. Bakker

no reason to conceive of the origin of "Pingen" and "Dellen" on the one hand and that of oriçangas on the other hand as caused by greatly different macroclimatological conditions. This does away with the need to distinguish between "Pingen" and "oriçangas". As the word "Pingen" is used in German also for other (more or less funnel-shaped) geomorphological phenomena, I propose the exclusive use of "oriçanga" or the Polish word "kociołki" (= small kettle), the word "cirque" also being used in glaciology. Since Schmitthenner the expression "Dellen" also occurs in German geomorphological literature in a quite different meaning in the case of cuesta landscapes. That is why I am of the opinion that this expression too had better be avoided and suggest its replacement by *compound kociołki*. It would also be advisable to reserve the expression oriçan-

gas for young or embryonic very shallow shapes (figs. 3, 6) and to use kociołki for the mature stage (figs. 7 and 8), in which there is an evidently a-symmetrical kettle-shape and in which the water contents have mostly been superseded by sediment, peat, marshes and also higher plant-growth.

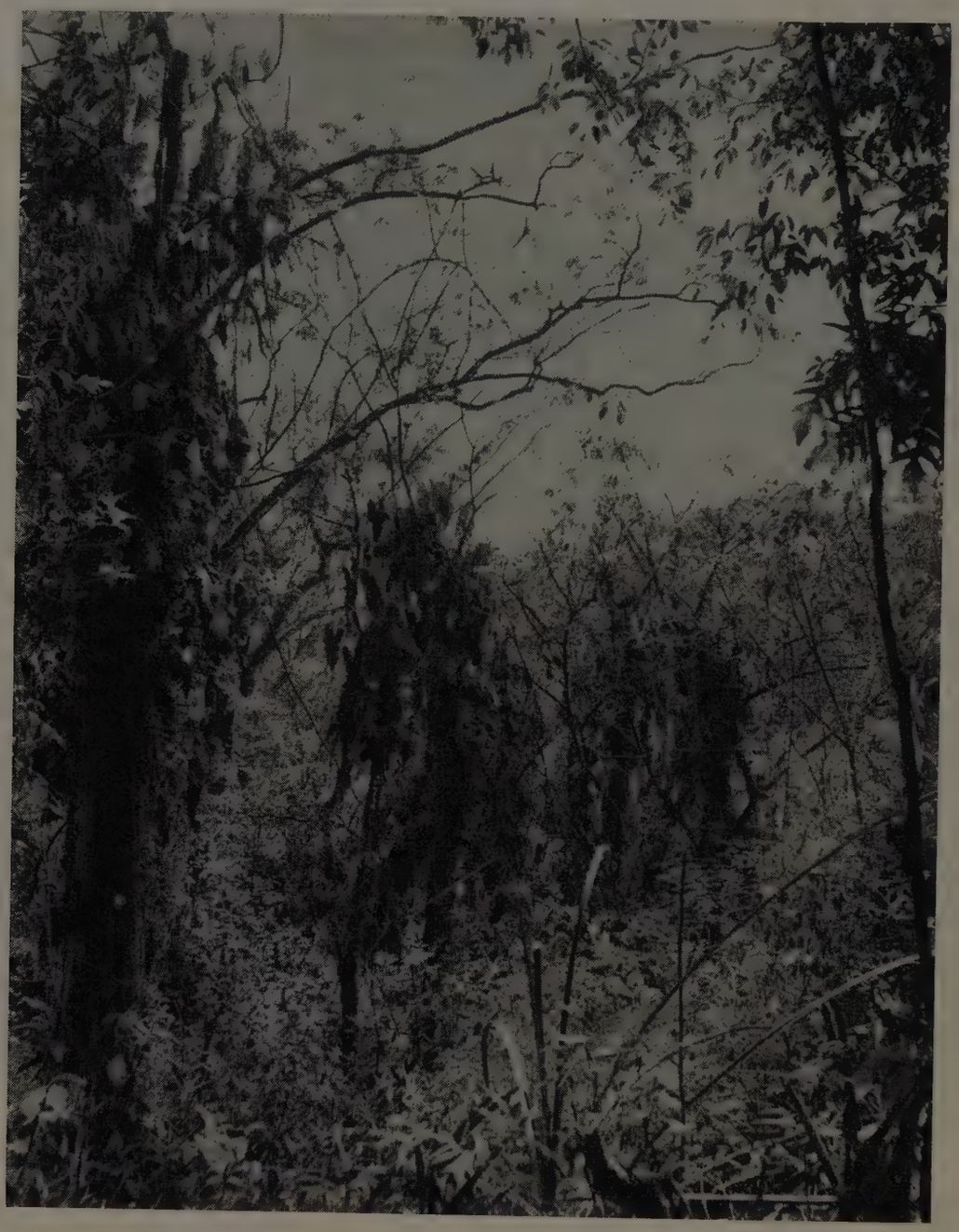

Fig. 9. Lianeforest (degraded edaphical evergreen tropical forest) in the Voltzberg region. See LINDEMAN and MOOLENAAR (1960). Photo Dr. J. P. SCHULZ

On the strength of his observations in the Voltzberg region BAKKER has been able to confirm partly the views of FREISE about granite weathering and shape development (1958 a). The following points of his Voltzberg investigation may be referred to here (1958 a and c; BAKKER and MÜLLER [1957]).

1. The granite-inselbergs are mainly covered with Lichens and Algae. In spite of the humid tropical macro-climate they cause a weathering type with high pH-values. In the afternoon the water of the oriçangas showed pH-values

of 7.6—8.3. BRANNER [24]) was of the opinion (as were BLANCK, PASSARGE and SAPPER), that the origin of granite pits can be explained by the occurrence of organic acids in still water. This conflicts with the highly alkaline tenor of the water after removal of the carbonic acid gas. It is also clear that this alkaline weathering type constitutes at least part of the explanation for the occurrence of practically bare granite-inselbergs in equatorial regions on the one hand, and on the other hand in semi-arid climates with fairly pronounced arid seasons.

2. The surface of such granite-inselbergs is rough. Various explorers have pointed more especially to the feldspars projecting above the surface (microcline etc.), e. g. PASSARGE, SAPPER, BRANNER, SCHERMERHORN. There also occur small sheets with a diameter of some cm, however, (BAKKER [1958 a]), probably consisting of SiO_2, the lichen- and alga-skin rich in silicic acid rendering the underlying rock barely accessible to weathering. In this connection we may recall CORRENS' wellknown curve, indicating that the solubility of SiO_2-gel increases 2.5 times as the pH rises from 5 to c. 8.5.

3. Immediately underneath the surface the granite is hard rock and practically unweathered. Deep weathering and rotted rocks such as may be observed at a distance of a few score yards under tropical rainforest or under so called tropical evergreen seasonal forest, is completely lacking under the lichen- and algae-cover. These facts, which are to be observed not only on bare granites at lower latitudes and in the subtropics, but also at higher latitudes render the granite surface micro-climatologically dry. In spite of the heavy showers in equatorial climates the granite surface is dry again shortly after the rain has stopped, quickly reaching high temperatures (up to c. 70° C). This circumstance renders fairly irrelevant the fact whether the tropical macro-climate is very humid or rather dry. Thus this point too contributes to the explanation of the occurrence of Inselbergs in such different macroclimates.

4. In connection with the cyclic development of the soil profiles under tropical rainforest the explanation by FREISE of his 'Pinge' is implausible (BAKKER [1958 a]). Where he finds peat under the forest of his Pinge and Dellen this is probably to be explained as kociołki filled with peat (also occurring in the Voltzberg region) overgrown by tropical rainforest or evergreen seasonal forest.

5. The alkaline tenor of the weathering under the influence of the Lichens and Algae suggested a divergent clay-mineralogical composition. Another indication was the high T-value (to c. 45) of various samples of sediments from oriçangas and kociołki, ascertained in our laboratory by Dr. H. J. MÜLLER. PORRENGA found concentrations of montmorillonite up to c. 30 %, of illite up to c. 40 %, and of chlorite up to c. 15 %, beside a dominance of kaolinite (c. 60 %) and one case of c. 5 % gibbsite of the usually not large clay fraction. It appears probable that the exfoliation and sheeting of granite inselbergs partly result from the presence of clay minerals like montmorillonite (hydratation etc.). At a distance of under 100 m from such a bare granite plateau there occurs an acid weathering under evergreen seasonal forest (pH in the A_0-horizon 4.3—4.7), which yields 70—100 % kaolinite and 0—30 % gibbsite, weathering practically all feldspars and mica into clay (30—55 % smaller than 2 micron).

---

24) See: BRANNER, J. C. (1913), The fluting and pitting of granites in the tropics. — Proc. Am. Philosoph. Society, LII, pp. 163–174. For higher latitudes see: BLANCK, E. (1949), Einführung in die genetische Bodenlehre.

6. In the sand fraction of the alkaline weathering product there is a considerable percentage of feldspars and biotite. As far as the heavy minerals are concerned the epidotes are present in 42—81 %, the number of alterites being small. In the adjoining forest region with its typical acid weathering in two phases (see BAKKER and MÜLLER [1957]) on the same parent material the percentage of epidote together with a high percentage of alterites, is restricted to less than 2 %, the zircon constituting almost 100 %. Though the biotite-granite has a porphyritic habit and microcline crystals — the most frequent beside albite and perthite etc. — occur in the parent material to a diameter of 3 cm, the feldspar of the detritus under tropical rainforest and evergreen seasonal forest is limited to only a few per cent, the maximum diameter of the grains being up to c. 500—800 mu.

7. It has already been observed that the weathering products of biotite-granite under tropical rainforest and evergreen seasonal forest are evidently two-phased. The detritus on the one hand has a clear maximum in the medium- the coarse- the very coarse sand or the granule fractions, on the other hand a highly developed clay maximum (30—55 % smaller than 2 mu). Between the two maxima there is a gap, the fractions between 2 and 50 or between 2 and 75 mu only being of minor importance (BAKKER and MÜLLER [1957]). A completely different picture is presented by the histogram of the detritus of the biotite-granite of the alkaline weathering type (BAKKER [1958 a], p. 13). It is less regular, the clay percentage is usually small, but together the fractions of 2—75 mu can constitute a fairly large percentage (quartz, feldspar, biotite).

Are the oriçangas and kociołki limited to the granite-Inselbergs of tropical and sub-tropical regions, where they are mentioned as occurring or are depicted by numerous authors? This question should be answered in the negative. DERRUAU [25]) gives a photo of two splendid specimens from Galicia, in this connection writing of 'érosion aréolaire', and suggesting the action of 'Agents atmosphériques, biologiques, érosion des filets d'eau etc.' I myself found some slightly developed oriçangas in the well known 'Blockmeer am Felsberg' in the Odenwald mountains. Professor A. JAHN (Breslau) drew my attention to the 'Opferkessel' near Sklarska Poremba (Schreiberhau) in the 'Riesengebirge', in which there occurs a yellow detritus rich in feldspar (fig. 8). In Sweden, during an excursion conducted by professor HJULSTRÖM, I found analogous shapes in the Vängegranit. In the Swedish literature they were also depicted a few times, but there they were interpreted as subglacial potholes. Though it is not an impossibility that they may later be converted into potholes by falling and flowing water with the help of boulders, pebbles and sands (a phenomenon known to me from the sulas of the Surinam rivers), I yet wonder if the often so typical asymmetrical shape with southern exposure does not rather point to oriçangas and kociołki. The more so as professor JAHN referred me to Spitsbergen and Greenland [26], where they also occur, likewise with the characteristic a-symmetrical shape and the south- to south West exposure. In this period, in which climatological geomorphology plays such an important

25) DERRUAU, M. (1958), Précis de géomorphologie, pp. 48—49. — Masson et Cie, Paris.
26) For further examples see WILHELMY (Klimamorphologie der Massengesteine, S. 36—37): Austria, Hongkong (PANZER). See also KLAER, W., Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. — Peterm. Geogr. Mitt. Erg. H. 261 (1956).

part, it is useful to point out that in all probability we have to do here with an a-macroclimatological phenomenon occurring in granites and quartz porphyry, where intensive radiation of the sun and exposure (south and south-west exposure at a higher north latitude) permits of the growth of Lichens and Algae. The part mosses play at a higher latitude is not yet clear. To the extent to which I know this phenomenon from the humid tropics, it is a question here of an alkaline weathering type, or rather a weathering type in which the CO_2 percentage may cause the water in the oriçangas and kociołki to be slightly acid to slightly alkaline in the morning (pH 6.4—7.4), and alkaline in the afternoon. WILHELMY (1958, p. 36) agreeing with BLANCK, SCHOTT and LIEL, assumes that sacrificial kettles mainly owe their origin to organic acids. As was mentioned above BRANNER also assumed weathering under the influence of organic acids for granite pits in Brazil. The result of our investigations in the Voltzberg does not support this view. We did find however that the kociołki and compound kociołki may be filled with peatlike material (pH $<$ 4.4) *afterwards*. Whether this is different at a higher geographic latitude is a matter for further investigation. At this stage the detritus rich in feldspar which we found in the "Opferkessel" of the Riesengebirge does not point to a prolonged extremely acid milieu.

In this connexion we should mention a technical detail. The pH of the mixture: living Lichens-Algae-water with different temperatures [27]) should be established on the spot. Once the Lichens and Algae are dead or very much shrunk, a pH of c. 5.5—6.5 occurs even after extraction in distilled water during one week (Surinam and Swedish material). Mind the influence of feldspar detritus.

Problems regarding FREISE's vegetation cycle on granite landscapes in the humid tropics

However great the importance may be of the observations and hypotheses of e. g. JESSEN [28]), BÜDEL, OLLIER, for Inselberg landscapes and pediment formation, they yet all show a great deficiency: the cyclic development of soil- and vegetation types, whether or not in relation to climate changes, has not been investigated. The only explorer to have done this is FREISE. FREISE's cycle (1938) [29]), comprises the following stages:

1. Bare granite and gneiss ridges and Inselbergs (mostly covered with Lichens and Algae).
2. Forming of humus via a Lichen-, Algae and low savannah-vegetation.
3. Immigration of trees (first leguminosae).
4. Development of the "large scale enterprise" of the tropical rainforest with strong weathering caused by CO_2- and humus acid formation.
5. Degradation of the tropical rainforest together with crust formation (in the B-horizon) and soil erosion.
6. Further degradation of the tropical rainforest to a "Kümmerwaldung" (or rather savannah forest).

---

27) The minimum temperatures of the water of the oriçangas measured in the Voltzberg region are 20—27° C. In wet to moist material I found a maximum temperature of 39—43.5° C; in practically dry to dry material 50—60° C. The pH of rainwater in this wooded area was 5.3—5.4 in the morning; in the afternoon 6.6—6.9.

28) JESSEN, O. (1936), Reisen und Forschungen in Angola.

29) FREISE, F. W. (1938), Inselberge und Inselberglandschaften ...

7. Victory of the grass vegetation, destruction of the remains of the soil profile.
8. Emergence of Inselbergs and ridges without (a higher!) vegetation.

My explorations in the Voltzberg region yielded all the conditions as given for Brazilian granite regions in FREISE's 8 points, the laterite crust not being thicker than c. 1 m and the rotted rock usually not exceeding c. 8—10 m.

Contrary to OLLIER (p. 47) I am of the opinion that it is not allowed to ignore the laterite layer as it does not play an important part in the story to be outlined. But it is even more essential that I know of no examples either from Brazil or from Surinam where between and on the Inselbergs (among which there are with a relative height of more than 150—200 m above their surroundings) and even considerably above them there occurs a regolith cover (see OLLIER, p. 48, fig. 2) with a total thickness of a few hundred metres. OLLIER's theory either applies only to low Inselbergs and tors and then it is of little consequence, or it bases itself (leaving out highly important facts, which do exist), on initial stages (OLLIER's fig. 2 a-b-c), such as are to be observed neither in Brazil nor in Surinam (perhaps in Uganda?). I think on the contrary that it is one of the attractive points of his cycle theory — in spite of many points I would like to pursue further than did FREISE; this will have to be reserved for a later publication — that it rather explains why a thick regolith layer usually does *not* form. In this connection reference may be made e. g. to the fact that the Raleigh sulas (Raleigh falls [!]) in the Coppename river near the Voltzberg Inselberg landscape lie in hard rock (fig. 3 and 4). So a thick regolith layer is not found here either.

I would like to discuss two points from FREISE's cycle theory:

1. Is the laterite horizon a relic from a climate period which comprised a more prolonged drier period than the present Af-climate in KÖPPEN's sense. VAGELER [30]) already assumed this to be so. From the Voltzberg region I dispose of two facts which may point to the same conclusion. We may recall beforehand that epidote, just like some other heavy minerals [31]), is very suitable as a weathering criterion not only in the humid tropics, but also in the temperate zones.

So long as the pH does not drop below c. 6 the epidote is more or less preserved. With a pH of over 7 preservation is good [32]) (BAKKER [1958 a, c]). With a pH of 4.3—5.5 or lower epidote obviously weathers very quickly.

The two facts above mentioned are:

1. In the laterite crust of the Voltzberg region under savannah forest a higher percentage of epidote (9—28 %) than in the uncemented colluvium and the B-horizons of the soil profiles under edaphic evergreen forest (not: seasonal evergreen forest: there is not a long dry season in Surinam's Af-climate (a few weeks only). Under the present forest on hills *standing apart* the epidote percentage of the total heavy mineral fraction is never larger than 2—3 %.

---

30) VAGELER, P. (1938), Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde. — Berlin.

31) See also: BIK, M. J. J. (1960), Zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Fröhdischbach- und Mühltobeltals in Vorarlberg (Österreich). — Publ. Fys. geogr. Lab. v. d. Univ. v. Amsterdam, No. 3.

32) See: BAKKER, J. P. (1960), Dutch investigations on applied geomorphology. In this connection it should be pointed out that tables about weathering sequence of minerals and clay minerals would improve in value if the pH of the milieu on the spot (the sometimes highly divergent micro-pH inclusive) would be known. Considering this the ranging in KELLER's table is not faultless and would admit of extension (KELLER, W. D. [1957], Principles of chemical weathering, p. 60).

2. In another spot, between Voltzberg and Raleigh sulas, I still found c. 20 % illite in the laterite on quartzites [33]). Under the present forest on hills *standing apart* not a trace of illite has so far been established in the uncemented detritus and soil profiles on granite.

There is a reverse side to the medal here too, however. The pH of the laterites is 5.7—6.2, as is that of the not or less cemented B-horizons. This implies that the stone cores of the parent material in the laterite (in the case of laterite on the quarzite the structure of the parent material in the stone cores were still clearly visible) further weather down in a *slightly* acid milieu, with the possibility of illite and epidote being only just preserved also in the present Af-climate. It might be countered, however, that the granite cores in the B-horizons under tropical rainforest on the hills standing apart yield neither illite nor epidote but pass immediately into the siallitic-allitic stage as far as the clay minerals are concerned. These facts are strongly indicative of the laterite crust having formed in a climate with a prolonged drier period and with a less acid trend of the A- and B-horizons than those found in the present Af-climate.

In Brazil too there are indications of the fact that the tropical climate is becoming more humid (upper position of yellow horizons, lower position red horizons) [34]). It is very probable that deforestation has played a part in the formation of the yellow horizons (see argumentation in the discussion Würzburger Geographentag, p. 196—197). A climate change may likewise have been a factor, though [35]). One also encounters indications of the fact that the climate is becoming more humid and cool in the classic region of the red-yellow podzolics, in the classic region of the chernosems in Russia etc.

An important problem in connection with FREISE's cycle is that of block formation both as regards the character of weathering and the immigration of forest on bare granite plateaus and slopes. Is there a certain predisposition to the immigration of forest e. g. by spheroidal weathering, higher frequency of joints and other texture features (see also OLLIER). Lack of space compels me to put off a discussion to a later date.

Summarizing we may say that the investigation of grain size frequency, T-value, clay minerals, heavy and light minerals furnishes an important new methodology for the study of FREISE's vegetation cycle and the problem of slope development of the granite Inselbergs in general (see BAKKER et al. [1958 c], pp. 129—130). There are indications that FREISE's cycle proceeds more rapidly in the humid tropics than was assumed by this author. Reference should also be made to the fact that in the humid tropics there are in reality two cycles: 1. That in granite Inselbergs and ridges in the strict sense of the word. 2. That in the sula sectors with granite and other rocks as parent material. The sula-sectors of tro-

---

33) Determination by K. HAAGSMA, conducting a petrological investigation of the Voltzberg parent material.

34) See the lectures and the sectional discussion „Die Flächenbildung in den feuchten Tropen". — Tagungsbericht und wissenschaftliche Abh. d. Deutschen Geographentages Würzburg 1957 (addresses by BÜDEL, BAKKER, CZAJKA, K. KAYSER and H. MENSCHING). In the discussion there is an annoying printer's error on p. 196 (fourth line from the bottom). „Entwicklungshypothese" is to be read as "Entwaldungshypothese".

35) See also LEHMANN, H. (1958), Klimamorphologische Beobachtungen in der Serra de Mantiqueira und im Paraiba-Tal (Brasilien). — Abh. d. Geograph. Inst. d. Freien Univ. Berlin, B. 5, S. 67—72.

pical rivers are far more products of weathering than of erosion, three types of block weathering being distinguished here: (see BAKKER [1957a]; BAKKER and MÜLLER [1957b]). They might be termed the long and the short cycle respectively, the latter cycle being closely connected with the braiding of the rivers in the sula sectors.

Dutch publications concerning slope development, weathering and vegetation

ALEVA, G. J. J. (1956): Chemical and mechanical analysis of a tropical weathered granite rock. — Verh. v. h. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Genootschap, Geol. Serie deel XVI, Gedenkboek H. A. Brouwer, Oct. 1956, pp. 1—12.

BAKKER, J. P. (1957a): Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide. — Zeitschr. f. Geomorphologie, Band I, Heft 1, pp. 3—43.

BAKKER, J. P., und MÜLLER, H. J. (1957): Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. — Lautensach-Festschrift. Stuttgarter Geographische Studien, B. 69, pp. 365—397.

BAKKER, J. P. (1958a): Zur Entstehung von Pingen, Oriçangas und Dellen in den feuchten Tropen, unter besonderer Berücksichtigung des Voltzberggebietes (Surinam). — Maull-Festschrift. Abh. Geogr. Inst. d. Freien Universität Berlin, B. 5, pp. 1—20.

BAKKER, J. P. (1958b): Einleitung zum Schwerpunkt: Die Flächenbildung in den feuchten Tropen. — Tagungsbericht und wissensch. Abh. d. Deutschen Geographentages Würzburg 1957.

BAKKER, J. P. (1958c): (in collaboration with H. J. MÜLLER, P. D. JUNGERIUS and D. H. PORRENGA.) Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. — Tagungsbericht und wissensch. Abh. d. Deutschen Geographentages Würzburg 1957.

BIK, M. J. J. (1960): Zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Fröhdischbach- und Mühltobeltals in Vorarlberg (Österreich). — Fys.-geogr. Lab. v. d. Univ. v. Amsterdam, publication No. 3.

HERMANS, W. F. (1955): Description et génèse des dépôts meubles de surface et du relief de l'Oesling. — Thesis Amsterdam.

JUNGERIUS, P. D. (1958): Zur Verwitterung, Bodenbildung und Morphologie der Keuper-Liaslandschaft bei Moutfort in Luxembourg. — Fys.-geogr. Lab. v. d. Univ. v. Amsterdam, publication No. 2.

JONKER, F. P., en WENSINK, J. J. (1960): Natuurwetenschappelijke expeditie naar de Emmaketen in Suriname, Juli-October 1959. — Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Genootschap LXXVII, No. 2, pp. 145—161.

LINDEMAN, J. C., and MOOLENAAR, S. P. (1959): Preliminary survey of the vegetation types of northern Suriname. — The vegetation of Suriname, Vol. I Part 2, Amsterdam 1959.

MABESOONE, J. M. (1959): Tertiary and quaternary sedimentation in a part of the Duero Basin, Palencia, Spain. — Thesis Leiden.

MOHR, E. C. J., and BAREN, F. A. VAN (1954): Tropical soils. — The Hague.

NOSSIN, J. J. (1959): Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage region in the Cantabrian mountains (Spain). — Thesis Leiden.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1959): Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal). — Thesis Amsterdam.

Etudes clinométriques du laboratoire géomorphologique de l'Université de Louvain (Belgique)

Rapport

par

P. de Béthune & J. Mammerickx

Avec 4 figures aux planches

Le laboratoire de géomorphologie de l'Université de Louvain a procédé, depuis 1955, à des milliers de mesures de pentes de versants en divers endroits en Belgique.

Ces mesures ont été effectuées par R. Piron, D. St. Onge, J. Mammerickx et M. Veraart. J. Mammerickx a également procédé à des mesures semblables au Congo.

Méthodes de Travail

Les mesures sur le terrain ont été effectuées au clinomètre et au décamètre. Des mesures comperatives ont été effectuées graphiquement sur cartes.

Mesures directes sur le terrain

Le clinomètre utilisé est un niveau à main d'Abney. L'observateur, tenant le niveau de la main droite, vise la mire, tenue à une distance de dix mètres par l'aide, et régle la nivelle de la main gauche. La lecture faite et inscrite, l'aide fait une marque sur le sol, et l'observateur avance de dix mètres en dirigeant l'aide vers une nouvelle station. La mire est réglée à la hauteur des yeux de l'observateur qui occupera, à quelques centimètres près, le point où la mire était en station lors de la mesure précédente. Le niveau permet une lecture à 10 minutes sexagésimales près, soit une valeur de 0,003, ce qui, sur une base de 10 m., represente 3 cm. La précision de la mise en station est donc compatible avec celle des mesures.

De point en point, on mesure des profils depuis le fond d'une vallée jusqu'au sommet d'un coteau, en suivant la ligne de plus grande pente. Lorsque l'on dépasse le sommet, les mesures effectuées en redescendant l'autre versant sont affectées d'un signe négatif.

Les contingences du levé, telles que la rencontre d'obstacles: haies, arbres ou maisons, imposent parfois des déviations depuis la ligne de plus grande pente; si la déviation est trop grande, on est parfois amené à interrompre le profil et à le reprendre à quelques mètres à gauche ou à droite, à partir d'un point sensiblement correspondant à celui de la dernière station.

On sait que lorsqu'on s'approche du thalweg d'un cours d'eau (ou de la crête d'une colline), la ligne de plus grande pente du versant se courbe brutalement pour suivre ce thalweg (ou cette crête). Le but de nos mesures étant généralement de fixer le profil transversal de reliefs structuraux, on s'est donc écarté de la ligne de plus grande pente au voisinage des thalwegs (et des sommets) que l'on a traversés par une mesure de pente nulle (ou voisine de zéro) sans tenir compte, par conséquent, de la pente, d'ailleurs faible, que présente le thalweg (ou l'arête de la crête) à angle droit sur le profil relevé.

Cette manière de faire comporte l'inconvénient de remplacer quelques mesures (d'ailleurs inférieures à 2°) par une mesure nulle, et de fausser légèrement l'utilisation statistique de nos mesures. L'erreur nous paraît négligeable actuellement, mais la méthode de levé pourrait être améliorée pour introduire la correction nécessaire.

Une utilisation statistique rigoureuse peut toutefois requérir une toute autre technique de levé que celle que nous avons adoptée.

Lorsque des changements marqués de la pente surviennent à des distances inférieures à 10 m, la pente de ces segments est mesurée séparément et leur longueur, mesurée au décamètre, est notée spécialement. On note également la rencontre d'accidents tels que routes, chemins, ressauts et rideaux qui interrompent le développement régulier du profil.

Les profils mesurés sont exploités par le dessin et le calcul. On établit d'abord, par le calcul, la dénivellation cumulée, pour des points régulièrement espacés du profil, au moyen d'une table des sinus et d'une additionneuse. Ceci permet de fixer, à partir de l'altitude du point d'origine du profil, donnée par la carte topographique, celle d'un certain nombre de points. Ce calcul sert au contrôle de l'exécution du dessin.

Le dessin a été effectué soit avec une équerre à bras mobile, permettant de lire le sixième de degré, soit avec un appareil dit «à dessiner», monté sur une table à dessin. Les profils ont été tracés au 1000 ème, ou au 2000 ème. La figure 1 A donne un exemple d'un de ces profils.

Diagramme des pentes

La variation des pentes se fait souvent d'une façon si progressive qu'il est difficile de déterminer, à vue, les points significatifs d'un profil; c'est pourquoi nous avons procédé à la construction de diagrammes où l'on porte, suivant un axe, les distances cumulées le long du profil, et suivant l'autre, la valeur de la pente mesurée. Par exemple la fig. 1 B donne le diagramme des pentes correspondant au profil de la figure 1 A.

Avec un peu d'habitude, on apprend à facilement lire ces diagrammes qui mettent parfois très clairement en évidence les points marquants d'un profil.

Nous avons vu que, par convention, on affecte du signe négatif les segments de pente mesurés en redescendant, au delà d'un sommet. La convention est toute-

fois purement arbitraire, car l'observateur aurait pu, aussi bien, lever ses profils en cheminant dans l'autre sens. On considèrera donc, dans le tracé de ces diagrammes, toutes les pentes comme positives, tout en veillant de marquer les points de pente nulle (ou de changement de signe) au passage d'un sommet ou d'un thalweg. S'il n'y a aucune mesure de pente nulle qui marque ce passage, il faut cependant faire passer le trait en zig-zag du diagramme par zéro, afin de marquer le changement de sens de la pente (en cas d'hésitation, le dessinateur tracera d'abord quelques pentes négatives en dessous de la ligne zéro et les redessinera ensuite symétriquement au dessus de cette ligne).

Mesures graphiques sur cartes

Afin de comparer les pentes mesurées en Belgique, avec celles des versants du relief appalachien typique de la Pennsylvanie, R. Piron a procédé à des mesures graphiques sur plusieurs cartes topographiques du U.S. Geological Survey. Seules des cartes récentes à l'échelle du 31.680 ème, obtenues par photogrammétrie, ont été utilisées à cette fin.

Le procédé consiste à construire des profils en travers avec grande précision et à calculer la pente moyenne des segments dont la pente reste relativement constante. Les mesures des segments les plus caractéristiques ont été multipliées en mesurant l'écartement des courbes de niveau qui les limitent, suivant plusieurs points à gauche et à droite du profil choisi.

Il va sans dire que ce procédé ne donne que la valeur de pentes moyennes qui ne peuvent être comparées rigoureusement aux valeurs obtenues par la mesure directe sur le terrain par segments de 10 m de longueur.

Une autre méthode graphique a été essayée par M. Veraart sur des feuilles de la carte topographique belge au 20.000 ème (du modèle ancien dont les courbes de niveau ont été tracées vers 1865). En se basant sur l'écartement des courbes de niveau, on a défini les zones où la pente est comprise entre 0 et 2 degrés ,entre 2 et 6 degrés, et au-delà de 6 degrés. (Ces classes de pentes correspondaient à un problème particulier et ne présentent rien d'absolu.) Pour les pentes comprises entre 0 et 2 degrés, on a de plus distingué les zones en sommet, c'est à dire celles dont la forme est convexe, et les zones en creux dans le fond des vallées, dont la forme est concave (ou dont la plus forte courbure est concave). Chacune de ces zones a été planimétrée et la statistique en a été faite par quart de feuille de la carte, correspondant à 2000 hectares. Ce labeur considérable a nécessité énormément de patience, mais il a donné, comme nous le verrons plus loin, des résultats encourageants malgré que la base topographique n'ait peut être pas été aussi bonne que l'on aurait pu le souhaiter.

Mesures de pentes en Brabant

Le Brabant est une région naturelle qui est limitée grosso-modo à la partie orientale de la province belge du même nom (la province néerlandaise du Brabant septentrional est le prolongement de la région naturelle de Campine).

Le Brabant (fig. 2) est limité à l'ouest par la vallée de la Senne; on y observe les assises de sable éocènes et oligocènes rapportées aux étages Bruxellien (Lutétien), Lédien et Tongrien; ces sables ne se retrouvent pas à l'ouest de la Senne. La plus importante de ces assises, au point de vue morphologique, est celle des

sables bruxelliens dans lesquels on rencontre des concrétions siliceuses dont la forme s'apparente à celle des silex de la craie. Ces assises forment un plateau vallonné dont le sommet reste voisin de la surface structurale formée par le sommet du Bruxellien et forme une surface en pente douce qui descend du sud vers le nord. Ce plateau est couvert localement par les forêts de Soignes au sud de Bruxelles et de Meerdael au sud de Louvain.

A l'ouest de la Senne, le Bruxellien disparait et l'Yprésien, constitué de sables fins glauconifères et d'argiles, sousjacent au Bruxellien, affleure d'une façon continue sur des collines surbaissées qui constituent le paysage caractéristique d'une bonne partie de la Flandre.

Un mince manteau de limons nivéo-éoliens de la fin du pléistocène (loess) recouvre tout le paysage.

Influences structurales

Les mesures de J. MAMMERICKX avaient pour but de fixer par des chiffres le contraste bien connu entre les deux paysages de Brabant et de Flandre.

L'utilisation scientifique des résultats des mesures s'est heurtée au fait que, dans ce paysage tabulaire, les versants proprement dits sont toujours beaucoup plus courts que les longs segments mesurés sur les plateaux qui les couronnent, de telle sorte que les mesures qui concernent les uns sont noyées parmi la multitude des mesures qui se rapportent aux autres. C'est ainsi que si l'on reporte sur un diagramme cumulatif les résultats des mesures classées d'après la nature du sous-sol (fig. 3) on ne trouve à première vue guère de différence entre le niveau inférieur plus argileux de l'Yprésien Yc (308 mesures) et le Bruxellien (231 mesures); la courbe de l'Yprésien sablo-argileux Yd, (262 mesures) là où il affleure en dessous du Bruxellien, dont il recueille les débris, montre même une plus grande proportion de pentes raides que le Bruxellien proprement dit. Par contre le même horizon, lorsqu'il affleure au sommet des collines (87 mesures), montre des pentes nettement plus faibles.

Il est évident que les pentes mesurées sur le Bruxellien comprennent une forte proportion de pentes de plateau qui faussent en quelque sorte la statistique. Afin d'éviter cet inconvénient J. MAMMERICKX a proposé de placer, conventionnellement, la limite entre le plateau et le versant, à la première mesure atteignant ou dépassant la valeur de six degrés, lorsqu'on descend du plateau vers la vallée. La courbe ainsi obtenue pour le Bruxellien en versant (128 mesures), est comparable à celle de l'Yprésien d recouvert par le Bruxellien $\frac{B}{Yd}$, et montre cette fois des pentes un peu plus raides que celui-ci. La médiane des différents types de pentes dans ces conditions, est reprise au Tableau I.

Les pentes maximum correspondent à de petits ravinements au pied des versants et n'ont pas de signification propre. Plus significatif est le 3 ème quartile, c'est à dire une valeur telle que 75 % des pentes sont comprises entre 0° et cette mesure.

Influence de la végétation

Les petits ravinements auxquels nous venons de faire allusion s'observent au fond des vallons, dans la partie de la région étudiée couverte par la forêt de

Tableau I

Statistique des pentes en Brabant. (J. Mammerickx)

Nature des Terrains	Médiane	Troisième Quartile	Maximum
Yprésien argileux: Yc	1° 40′	4° 0′	14° 15′
Yprésien sablo-argileux: Yd	1° 50′	2° 50′	6° 45′
Yprésien sablo-argileux surmonté de Bruxellien: B/Yd	4° 0′	5° 40′	14° 45′
Bruxellien (versants seuls): Bv	4° 45′	7° 40′	26° 15′
Bruxellien (plateaux et versants): Bp & v	2° 30′	4° 50′	id.

Soignes. On y observe des pentes qui dépassent 20°. Par contre, dans les parties de la région qui ont été défrichées au moyen-âge, ces petits ravinements manquent. L'analyse statistique du problème qui a été faite par M. Veraart a comporté la mesure directe sur le terrain de plusieurs profils d'une longueur totale de 6,5 km dans deux petites zones échantillons, l'une en forêt, l'autre en campagne ouverte, ainsi que la mesure, par planimétrage, sur la carte topographique des zones comprises dans les classes de pentes:

— versants: supérieures à 6°;
— pentes douces du bord des plateaux: comprises entre 6 et 2°;
— pentes douces: inférieures à 2°;
  — sur les plateaux (sommets et banquettes) et
  — dans les fonds (à l'exclusion des plaines alluviales des rivières allogènes).

Huit échantillons, d'une superficie voisine de 2000 hectares chacun, ont été planimétrés; quatre en forêt et quatre en campagne.

Les pourcentages des diverses classes de pente sont assez semblables et les deux courbes cumulatives sont assez voisines. On observe pour la médiane, en campagne 1°30′ et en forêt 1°50′; et pour le troisième quartile 3°55′ et 3°0′. Ce n'est que pour les valeurs maximum que l'on observe un grand écart, puisqu'en campagne la mesure maximum est de 13°, tandis qu'en forêt elle atteint 27°; on reconnait là l'intervention des ravins de forêt. Il faut cependant remarquer que les mesures en forêt montrent un hiatus entre 12 et 17 degrés, qui correspond à la discordance topographique marquée qui sépare les flancs de ces ravins des versants ou du plateau qui les dominent, ainsi que celle qui les sépare des fonds de vallée auxquels ils aboutissent.

Tableau II

Pourcentage des superficies appartenant à quatre classes de pentes. (M. Veraart)

	Forêt			Campagne			Différence Campagne moins Forêt
	minimum	maximum	moyenne géom.	minimum	maximum	moyenne géom.	
Plateaux	25,40	32,45	28,33	26,71	30,24	28,75	+ 0,42
Pentes douces	39,41	41,14	40,48	32,71	38,23	35,86	— 4,62
Versants	20,66	29,80	25,13	28,40	32,87	29,54	+ 4,41
Fonds	4,04	7,00	5,52	5,07	6,59	5,64	+ 0,12

Le tableau des planimétrages montre (Tableau II) que la superficie des pentes inférieures à deux degrés, que ce soit en plateaux ou dans les fonds, est équivalente, dans les deux cas.

La seule différence significative est une plus grande extension des pentes comprises entre 2° et 6° sur le rebord des plateaux en forêt, et un plus grand développement des versants au delà de 6° en campagne. L'indication des valeurs maximum et minimum permet de juger du caractère significatif des résultats.

Ces résultats sont confirmés par la statistique des pentes relevées sur le terrain (Tableau III) qui met en surplus en évidence l'existence des ravins forestiers bien connus, dont les versants sont inclinés entre 17° et 27°, mais ne représentent qu'un peu plus de 2 % des mesures.

Tableau III

Pourcentage des nombres de mesures appartenant à quatre classes de pentes. (M. VERAART)

	Forêt (366 mesures)	Campagne (286 mesures)	Différence Camp.-Forêt
de 0° à 2° plateaux et fonds	52	56	+ 4
de 2° à 6° pentes douces en rebord des plateaux	40	26	— 14
de 6° à 15° versants	6	18	+ 12
au delà de 15° ravins en forêt	2	0	— 2

Les écarts des pourcentages sont plus marqués que dans les planimétrages, mais les conditions d'échantillonnage ne sont pas les mêmes de telle sorte qu'ils ne sont pas rigoureusement significatifs.

Ces résultats sont compatibles avec l'hypothèse que les versants de campagne se seraient développés depuis le déboisement par la colluviation du flanc des ravins forestiers. Cette conclusion doit cependant garder un caractère provisoire tant qu'un levé géologique systématique n'aura pas établi quelle est l'épaisseur du limon pléistocène qui peut être plus développé en campagne que dans les zones que l'on n'a pas déboisées. Dans ce cas la différence de morphologie pourrait résulter des conditions de dépôt du limon sous un climat permettant la solifluction et non pas seulement de la colluviation qu'il a subi au cours des siècles, depuis le déboisement, par suite de la mise en culture des campagnes.

Mesures en Condroz

Le Condroz, dont l'un de nous a donné récemment une description génétique, constitue une partie du massif plissé ardenno-rhénan d'âge hercynien.

La structure est dominée par l'alternance d'anticlinaux de psammites (grès micacés finement stratifiés) famenniens (dévonien supérieur) et de synclinaux de calcaires dinantiens (carbonifère inférieur), quoique d'autres niveaux résistants ou érodables s'y rencontrent.

Le relief d'érosion différentielle, qui s'est développé à partir d'une pénéplaine de la fin du tertiaire, est assez peu marqué. Une statistique provisoire, por-

tant sur 4339 mesures de pentes (R. Piron), trahit cette modération; les pentes les plus fréquentes sont comprises entre 2° et 3°; 50 % des pentes ne dépassent pas 3°20′; 75 % des pentes sont inférieures à 5°30′ et 95 % des pentes sont inférieures à 16°.

Une analyse sommaire des formes permet de reconnaître dans ce relief:

- a) les *sommets arrondis* des crêtes (tixhes) et des crêtes adventives;
- b) les *versants d'érosion différentielle* entre les sommets et les replats sur les calcaires;
- c) les *replats* sur les calcaires et sur les sables tertiaires qui en remplissent les poches de dissolution (ou éventuellement d'autres formations érodables) où l'on peut distinguer:
  - c_1) les *fonds plats* ou faiblement creusés des hautes vallées longitudinales,
  - c_2) les *replats adossés* à une crête et ayant une pente transversale notable,
  - c_3) les *replats isolés* des crêtes, par un ravin ou par une dépression longitudinale;
- d) les *versants de vallées:*
  - d_1) *longitudinales* entaillées dans les replats calcaires,
  - d_2) *transversales* entaillées dans les replats calcaires comme dans les formations résistantes;
- e) les *fonds de vallée,* y compris les *terrasses.*

Quoique plus de 50 km de profils aient été relevés jusqu'à présent, ceux-ci ne permettent pas encore de mettre les problèmes en évidence. Le but recherché ayant été primordialement de fixer les formes du relief suivant une direction perpendiculaire à la direction des plis, l'échantillonage de certaines formes est resté nettement insuffisant; notamment les versants de vallées transversales (d_2).

Une difficulté qui n'est vraisemblablement pas particulière au Condroz résulte de ce que différentes formes définies ci-dessus ne se distinguent pas les unes des autres par des catégories de pentes clairement tranchées. La majorité de ces formes passe les unes aux autres de façon très progressive, et cette progressivité est accentuée par la modération du relief condrusien. Les sommets et les replats sont arrondis et passent, le plus souvent, d'une façon toute graduelle aux versants. Il en résulte que la statistique générale des pentes ne montre aucun groupement; les histogrammes correspondant à chacune des formes sont apparemment très aplatis; leurs contours sont noyés dans la statistique d'ensemble. Si nous n'avons pas perdu l'espoir de dégager des valeurs caractéristiques par des mesures répétées, il apparaît que celles-ci devront être fort multipliées en fonction d'un principe de séparation tel que la distance à partir des vallées transversales, ou celle depuis la source des cours d'eau longitudinaux.

Une des caractéristiques les plus frappantes du relief condrusien, que ces mesures ont précisément confirmée, est en effet l'atténuation des formes dans les dépressions longitudinales, depuis l'aval vers l'amont. Cette atténuation des formes est accompagnée d'une diminution de la pente des versants d'érosion différentielle, qui peut être illustrée par exemple par les mesures faites dans le Fond de Gesves, affluent de la vallée transversale du Samson. Cette vallée homoclinale, creusée dans des assises calcaires et schisteuses méso- et néo-dévoniennes, sépare une crête homoclinale de terrain quartzo-schisteux éodévonien au nord, d'une crête psammitique famennienne au sud. Les données numériques suivantes se rapportent

à l'angle de pente maximum mesuré sur le versant nord, sur le versant sud et à la profondeur de la vallée en dessous du sommet du plateau:

à 0,5 km en amont du confluent	34°20′	—	70 m
à 4,0 km en amont du confluent	9°	17°40′	32 m
à la ligne de partage (7,5 km)	3°30′	7°50′	22 m

Cette augmentation de la pente d'un même versant d'amont en aval n'est pas compatible avec une théorie d'évolution des pentes par recul parallèle des versants; elle est compatible avec le schéma d'atténuation des pentes de DAVIS, dans l'hypothèse du cycle inversé. Ce fait est général en Condroz, quoique les pentes d'érosion différentielle y sont dans l'ensemble beaucoup moins accusées; la pente 34°20′ est en effet la plus élevée qui ait été mesurée sur un versant d'érosion différentielle.

C'est ainsi que les *versants des crêtes psammitiques du Famennien* s'inclinent en général de 3 à 4° en moyenne avec des maximum qui ne dépassent le plus souvent pas 5°. La pente moyenne et le maximum peuvent même être aussi faibles que 2°. Dans quelques cas seulement la pente peut atteindre des valeurs moyennes de 13° et des valeurs maximum de 20°. Ces versants, dont la pente moyenne dépasse 6° et la pente maximum 12°, sont ceux que l'un de nous a appelés *subappalachiens;* ils s'observent le plus souvent sur le flanc des crêtes homoclinales de psammites famenniens, tourné vers les dépressions méso- et néo-dévoniennes, mais cette règle n'est pas absolue.

Les *versants des crêtes sur les terrains éo-dévoniens* ont donné lieu à beaucoup moins de mesures; leur valeur statistique est donc relative. On y observe des pentes moyennes de 4°, atteignant 7° ou éventuellement 12°, avec des maximum de 7° à 15° et, dans un cas, de 34°20′.

Quelques profils seulement ont recoupé des *versants façonnés sur des roches houillères,* qui ont une valeur moyenne de 3°, avec maximum de 7°, assez semblables à ceux des versants psammitiques famenniens.

Les valeurs admises pour *les pentes moyennes* sont d'ailleurs fort approximatives, car, pour les définir exactement, il faudrait trouver un critère exact de définition du sommet et du pied du versant d'érosion différentielle. C'est ainsi que dans le cas du versant de pente maximum de 34°20′, la valeur moyenne de 12° est obtenue en joignant les points extrêmes distants de 260 m, entre lesquels la pente est supérieure à 4°; on peut trouver une moyenne de 17° sur 150 m si on choisit comme limite des pentes de sommet et de fond 8°, 20° sur 110 m pour une limite de 11°, et même 26° sur 70 m si on étend la limite jusqu'à 14°, ce qui ressemble aux valeurs moyennes dans les Appalaches.

En fait, le passage des versants, tant vers les sommets que vers les replats, est si graduel qu'on ne peut donner une définition indiscutable de leurs limites. Dans la plupart des cas on peut limiter le *sommet des crêtes* à la partie qui montre des pentes moindres que 2°, mais il est des cas où la pente du versant ne dépasse jamais cette limite, comme il en est d'autres où la pente depuis le sommet s'accentue si progressivement que l'on peut atteindre fréquemment une pente de 4°, ou exceptionnellement 7° ou même 11° avant d'observer une rupture de pente qui pourrait être considérée comme le sommet du versant.

La même remarque vaut pour les *replats sur les calcaires* dont les pentes ne valent que 1° à 2° lorsque ceux-ci forment le fond d'une dépression non ravinée, ou lorsqu'ils forment des sommets isolés, mais dont la pente est assez régulière-

ment de 4° lorsqu'ils sont adossés à une crête de roches résistantes, et peut atteindre occasionnellement 8°, avec maximum de 11°.

Les *versants de vallée*, dus à l'érosion fluviale, sont, là où ils sont nettement reconnaissables, compris entre 20° et 35° avec un maximum à 40°. Nos mesures sont toutefois encore peu nombreuses et demandent à être complétées pour permettre une analyse statistique.

Versants Appalachiens (mesures graphiques; R. Piron)

Un inventaire sommaire des formes du relief, dans les Appalaches, distingue:

a) des *sommets aplanis* sur les crêtes (pénéplaine de Schooley),
b) des *versants d'érosion différentielle* sur les flancs des crêtes, s'abaissant jusqu'à des
c) *replats* en banquette (constituant la pénéplaine d'Harrisburg),
d) des *versants de vallée* entaillées en-dessous du niveau de ces replats.

De ces pentes, seuls les versants d'érosion différentielle b) sont aisément accessibles au procédé de mesure graphique d'une pente moyenne par la distance horizontale entre courbes de niveau. Les valeurs suivantes sont les médianes de plusieurs mesures effectuées au voisinage de deux profils de direction grossièrement méridienne, tracés perpendiculairement aux crêtes depuis les environs de Swatara jusqu'à ceux de Tremont, et depuis Shickshinny jusqu'à Nanticoke.

Les trois assises résistantes bien connues ont été recoupées par ces profils.

Le *Quartzite de Tuscarora* n'a donné lieu qu'à une seule série de mesures sur le flanc sud de Blue Mountain, qui donne des valeurs individuelles comprises entre 25° et 34° avec une médiane de 30°. Le flanc nord de cette crête ne montre toutefois que des pentes beaucoup plus modérées comprises entre 13° et 20° (médiane 16°).

Le *grès de Pocono* a donné lieu à neuf séries de mesures dont les médianes sont comprises entre 18° et 26°, cinq de celles ci sont toutefois groupées autour de 22°. Des mesures individuelles montent jusqu'à 33°.

Le *conglomérat de Pottsville* a donné lieu à huit séries de mesures dont les médianes sont comprises entre 18° et 30°; quatre de ces médianes sont groupées autour de 25°. Dans un neuvième cas, la pente était toutefois nettement plus faible et comprise entre 11° et 14°.

Comme il ne s'agit ici que de pentes moyennes, intégrées sur des tronçons dont la longueur moyenne est généralement de plus de 100 m, il n'est pas possible de les comparer directement à celles qui ont été mesurées sur des versants condrusiens. Nous retiendrons uniquement le contraste marqué qui existe entre ces pentes de 20 à 30° de valeur moyenne et celles des versants condrusiens qui ne dépassent généralement pas 10°.

Mesures dans les Monts Dipompa (Katanga)

Le Katanga est une région d'Afrique centrale située dans la zone intertropicale dont le paysage a été principalement modelé par le processus de pédimentation. Les profils ont été levés dans une région de relief appalachien et principalement sur des inselbergs (voir figures 1 A et B).

La nature du soubassement de ces versants et leur position morphologique varient pour chacun des profils de sorte qu'ils peuvent difficilement être com-

parés au point de vue de l'érosion différentielle. On peut méanmoins mettre en évidence un certain nombre de caractères généraux communs aux inselbergs.

Les *pédiments* proprement dits sont des surfaces subhorizontales, fréquemment recouvertes par une carapace ferrugineuse. La valeur moyenne des pentes que l'on observe est de 0° à 4°. Ces surfaces ont une extension considérable qui se chiffre en milliers de kilomètres carrés.

Le *contact inselberg pédiment* se fait d'une manière brusque; le knick-point est visible à l'oeil nu. Levé au clinomètre, il a été possible de donner des valeurs précises pour qualifier ce changement de pente. Sur une distance de 30 mètres environ, on passe des pentes de pédiment à des pentes d'inselberg de 6° à 14° et même 21° (voir par exemple fig. 1 A, les mesures successives: 4°10′, 5°00′, 6 50′, 9 50′ et en redescendant —8°30′, —8°00′, —5°50′, —4°10′).

Le développement des *versants d'inselbergs* que nous avons levés est compris entre 130 et 230 mètres; leur pente moyenne est d'environ 15° avec des valeurs maxima dépassant 30°.

Les pentes les plus raides s'observent toujours dans la partie supérieure du versant. La pente maximum observée est de 38° au milieu du versant d'un inselberg fort isolé sur le pédiment. Ceci confirme la thèse souvent défendue que le recul des pédiments se fait en maintenant un angle assez élevé.

Les *sommets d'inselbergs* sont très aigus. Dans les cas les plus défavorables à ce point de vue, deux mesures inférieures à 4° esquissent un sommet légèrement aplati. Dans un cas extrême, on passe au sommet d'une valeur de 13° dans un sens, à une valeur de 15° sur l'autre versant.

Conclusion

Dans la *région tabulaire du Brabant* (Belgique), nous avons exprimé quantitativement la différence entre les pentes faibles sur les terrains argileux de l'Yprésien et les pentes plus fortes sur les sables Bruxelliens; nous ovons mis en évidence le faible contraste entre le paysage forestier et celui des zones qui ont été déforestées au Moyen-Age.

Dans le *relief appalachien,* nous avons montré le grand contraste entre les versants d'érosion différentielle de la Pennsylvanie, compris entre 20° et 30° de pente et ceux du Condroz (Belgique) qui dépassent rarement 10°.

L'évolution des versants en Condroz est conforme au schéma DAVISIEN, mais dans un cycle inversé.

Le relief des *Monts Dipompa* (Katanga) s'apparente au relief appalachien et au relief d'inselbergs.

Bibliographie

BETHUNE, P. de: Le Relief du Condroz, Tijdschrift van het K. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap (Leiden) 74, 1957, pp. 220—233, 3 fig.

MAMMERICKX, J.: Géologie et Géomorphologie des Monts Dipompa (Katanga) — Note préliminaire. Bull. Soc. belge de Géologie (Bruxelles) 1959 (sous presse).

—: La Géologie des Monts Dipompa. Mémoires Inst. Géologique Univ. Louvain. (Louvain) 22, 1960. (sous presse)

MEEUWIS, A.: Over de Structuur van het Brusseliaan, het Lediaan, het Tongeriaan en het Rupeliaan in en rond Brabant. Natuurwetenschappelijk Tijdschrift (Gent) 29, 1947, p 87—94, 5 fig.

Zur Theorie der Formenentwicklung freier Felswände

Von

Hans Mortensen, Göttingen

Mit 1 Figur und 4 Abbildungen

In seinem berühmten Werk über die *Morphologische Analyse* hat W. Penck (1924) das von ihm so benannte *differentielle Verfahren* erstmalig auf geomorphologische Vorgänge angewendet und bis zur letzten Konsequenz durchzuführen versucht. Seine Ableitungen waren allerdings von vornherein auf ein sehr viel weiteres Ziel abgestellt und dadurch belastet. Er wollte nämlich die Formen letztlich nur als Mittel benutzen, um die tektonischen Vorgänge zu erkennen. Um in jedem Falle eine Aussage darüber machen zu können, durfte er in seinen Deduktionen keine Lücke lassen, d. h. er mußte auch dort eine – scheinbar – lückenlose Beweiskette aufbauen, wo ein Forscher mit weniger anspruchsvoller Zielsetzung vermutlich zu einem non liquet gekommen wäre. Dadurch hielten seine Ergebnisse dem Vergleich mit der Natur keineswegs immer Stand. Sie wurden von der deutschsprachigen Forschung nach verschiedenen achtungsvollen, aber stets irgendwie kritischen Besprechungen und Stellungnahmen kaum mehr recht zur Kenntnis genommen [1]), und zwar um so weniger, als der allzu frühe Tod des genialen Verfassers ihn nicht mehr seine Thesen selbst verteidigen und im Feuer der Kritik korrigieren und weiter entwickeln ließ. Insbesondere gab man sich kaum die Mühe, W. Pencks Deduktionen wirklich ab ovo nachzuprüfen und aufzuspüren, *welche* etwaigen Fehler im Ansatz oder in den schrittweisen Schlußfolgerungen dazu geführt hatten, daß seine mit so zwingender Logik durchgeführten Ableitungen doch zu nicht übersehbaren Diskrepanzen mit den Ergebnissen unmittelbarer Naturbeobachtung geführt hatten. Das einfache Widerlegen seiner *Ergebnisse* war, rückwärts betrachtet, eigentlich etwas primitiv und wurde dem *wahren* Werte seiner Methode und dem, was man aus ihr hätte machen können, nicht gerecht.

Bemerkenswerterweise war die Resonanz W. Pencks außerhalb des deutschen Sprachbereichs sehr viel größer und ist es auch noch. Nicht nur hat Kirk Bryan (1940) die Auffassung von der Hangentwicklung weiterentwickelt, sondern er

1) Vgl. jedoch Morawetz (1932), O. Lehmann (1933), Machatschek (1934 bis 1959) und Louis (1960).

hat das im Rahmen eines ganzen Symposiums *on Walter Pencks contribution to geomorphology* getan. Ein derartiges Symposium wäre *in* Deutschland dem W. PENCKschen Werke 1½ Jahrzehnte nach seinem Erscheinen kaum mehr gewidmet worden. Auch in französischen Arbeiten neueren Datums setzt man sich immer noch gründlich mit ihm auseinander (so stark kritisch BIROT [1949]), wobei allerdings wohl die irrige Vermutung mitspricht, daß W. PENCK den Stand der morphologischen Forschung in Deutschland erheblich mitbestimmt habe.

Daß das Klima für die Unterschiede der Oberflächenformen viel wichtiger ist, als es W. PENCK in seiner *morphologischen Analyse* hat wahrhaben wollen, ist der Mehrzahl der Geomorphologen seit langem so klar [2]), daß ich es nicht durch Literaturzitate zu belegen brauche. Trotzdem ist m. W. nie klar herausgestellt worden, wo denn eigentlich der Fehlschluß steckt, den W. PENCK in seiner Beweisführung gemacht haben *muß*. Er leitet ab: In allen (humiden, ariden oder nivalen) Klimaten führt die Gesteinsaufbereitung schließlich zu einem hochbeweglichen Endprodukt. Die Abtragungs- und Formungsvorgänge seien daher die gleichen, und „es besteht daher keine Möglichkeit, daß in verschiedenen Klimagebieten verschiedene Abtragungsformen entstehen" (1924, S. 59). Bei diesem Schluß hat er jedoch übersehen, daß in den verschiedenen Klimagebieten die Formungsvorgänge nicht nur absolut verschieden schnell verlaufen (was er selbst ausführlich darlegt), sondern daß sich auch ihr gegenseitiges Verhältnis sehr stark gegeneinander verschiebt. In diesem oder jenem Klima kann die eine oder andere Kraftwirkung, obwohl vorhanden, so sehr von anderen Kräften überdeckt werden, daß sie *formend* nicht zur Geltung kommt. Jeder Feld-Morphologe kennt zahlreiche Beispiele dafür.

Bei den Deduktionen über auf- und absteigende Entwicklung ist schon der Ansatz von fast dem gleichen Fehler belastet. Denn ganz gleich, wie weit W. PENCKS Ableitungen über die Rückverlegung von Hängen überhaupt zutreffen, so ist das Zusammenfassen von Hangentwicklung und Tiefenerosion in dieser Art ohnehin nicht erlaubt. Die zeitliche Größenordnung beider Vorgänge ist nämlich oft völlig verschieden. Die Tiefenerosion kann so sehr viel schneller vor sich gehen als die Hangentwicklung, daß man die formungsmäßige Auswirkung beider Vorgänge gar nicht in die gleiche Zeitabfolge hineinpressen kann. Bei glazialen Klammen oder ariden Cañons mit ihren oft senkrechten Wänden ist das der Fall. Hangabflachung und -zurundung kommen hier erst zur Geltung, wenn die Tiefenerosion längst aufgehört haben kann. Bei geringer oder ruhender Tiefenerosion, also absteigender Entwicklung im Sinne W. PENCKS, liegt dieser Fehlschluß zwar nicht vor. Dort weiß man jedoch, wie schon des öfteren mit Recht eingewendet worden ist, nicht, wie weit die von W. PENCK vernachlässigte Seitenerosion der Flüsse das Entstehen der von ihm geforderten konkaven Hänge verhindert. Es ist also nicht verwunderlich, daß diese Vorstellungen von auf- und absteigender Entwicklung so wenig mit der unmittelbaren Feldbeobachtung übereinstimmten.

Auch für sich genommen, ohne die Kombination mit der Tiefenerosion der Flüsse, sind die Ableitungen W. PENCKS über die Hangentwicklung bekanntlich keineswegs allgemein richtig und haben sich gegenüber anderen Anschauungen – so der *Richterschen Denudationsböschung* im Sinne E. RICHTERS (1900, S. 58 f.)

[2]) Eine wichtige Ausnahme ist L. KING (1957); vgl. dazu meinen kritischen Hinweis Zeitschr. f. Geomorph. 1958, S. 317.

und den noch darüber hinausgehenden Ansichten von O. Lehmann (1933) und in letzter Verfeinerung von Bakker & Le Heux (1952) – nicht behaupten können. Richter kommt zur Enstehung einer geradlinigen schrägen Böschung, die von unten her die Grate aufzehrt, und Lehmann weist unter Benutzung des differentiellen Verfahrens und unter Entwicklung eines Gerüstes von mathematischen Formeln sogar nach, daß durch Zurückwandern von Steilhängen auf jeden Fall eine konvexe Form entstehen müsse. Bei etwas flacheren Hängen, wie sie z. B. in den Mittelgebirgen die Regel sind, kann man mit den Ableitungen sowohl W. Pencks wie auch O. Lehmanns ohnehin nicht viel anfangen, weil dort nämlich ganz andere denudative Kräfte mit anderen Gesetzmäßigkeiten eine größere Rolle spielen können und auch meist spielen als an freien Wänden.

Angewendet nur auf freie Wände, bei denen also die freien, nur schwerkraftbedingten Massenbewegungen die entscheidende Rolle spielen, hat jedoch das differentielle Verfahren m. E. erhebliche Berechtigung, wobei man allerdings einige sehr wesentliche Korrekturen gegenüber W. Penck anbringen muß. Für Hänge – richtiger gesagt Felswände – aus homogenem Gestein schließt W. Penck folgendermaßen:

Die ganze Wandfläche unterliege in allen ihren Teilen gleichmäßiger Aufbereitung. In der Zeiteinheit werde daher eine oberflächliche Gesteinsdecke von bestimmter und überall gleichmäßiger Dicke gelockert und durch Abbröckeln und Abstürzen entfernt. Nur unmittelbar an der Denudationsbasis stehe das notwendige Gefälle nicht zur Verfügung; dort entstehen je Zeiteinheit kleine Gesimse, die sich zu einem kontinuierlichen *Haldenhang* zusammenfügen. Der Haldenhang setze mit deutlichem Winkel gegen die darüber befindliche Wand mit ihrer unverändert bleibenden Steilheit ab.

Hierbei hat W. Penck jedoch eine m. E. wichtige Tatsache übersehen. Obwohl ihm die Maximalböschung und ihre Abhängigkeit von der Gesteinsbeschaffenheit durchaus geläufig sind, kennt er bei seiner Ableitung nur die beiden Extreme: die Wand in ihrem ursprünglichen Böschungswinkel und das Abstürzen einer gleichmäßig dünnen Verwitterungs-Lage. In Wirklichkeit führt die Verwitterung der obersten Gesteinshaut nicht zum sofortigen Abstürzen des gesamten angewitterten Materials, sondern sie bewirkt nur eine – zunächst geringfügige – Verminderung der Standfestigkeit und damit des maximalen Böschungswinkels [3]). Von dem angewitterten Material stürzt nur das ab, was diesem neuen, etwas flacheren maximalen Böschungswinkel nicht mehr entspricht. In der zweiten Zeiteinheit wird durch weitere Verwitterung der maximale Böschungswinkel wieder etwas kleiner. Der Vorgang ist also nicht so, wie es W. Penck darstellt (Fig. 1 a), sondern in erster, grober Annäherung so, wie es Fig. 1 b zeigt. Die zurückfliehende Wand wird also nicht kleiner und behält ihren Böschungswinkel, sondern sie behält, soweit sich nicht Schutt unten ansammelt (vgl. unten), ihre Höhe, wird aber im Laufe der Zeit im ganzen genommen allmählich flacher.

Auch diese Ableitung ist noch nicht ganz richtig und bedarf noch einer wesentlichen Korrektur. In den höheren Teilen der Wand ist es nämlich, wie Fig. 1 b erkennen läßt, in jeder Zeiteinheit eine merklich dickere Gesteinslage, die den jeweiligen maximalen Böschungswinkel überschreitet und herunterfallen muß, als

[3]) Anders O. Lehmann (1933, S. 83), der die Vorstellung einer Maximalböschung bei Felswänden beweislos rundweg ablehnt.

in den niederen Teilen der Wand. Unmittelbar am Fußpunkt der Wand wird somit – wenn wir von dem dort sich sammelnden Schutt absehen – die gleiche oder fast die gleiche Gesteinslage immer wieder von der Verwitterung betroffen und dadurch allmählich immer stärker verwittern, während dicht an der Oberkante der Wand immer wieder ganz frisches Gestein bloßgelegt wird. Das bewirkt, daß der maximale Böschungswinkel nicht überall längs der Wand der gleiche ist, sondern von unten nach oben zunimmt. Dicht an der obersten Kante wird er sogar

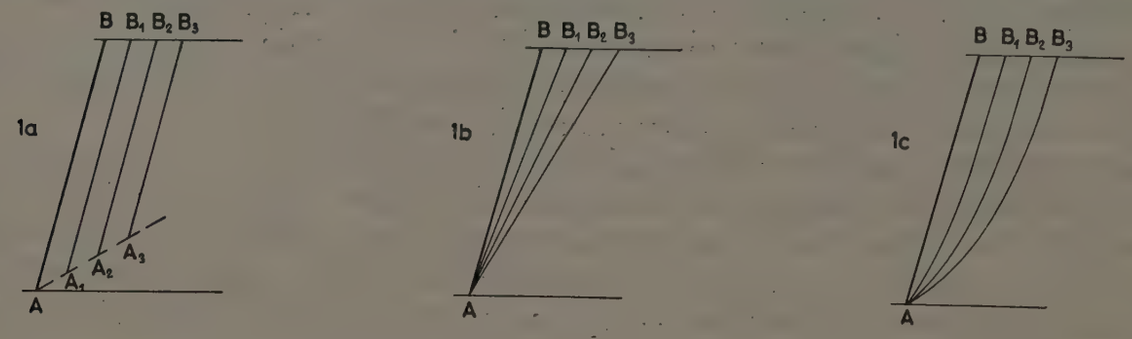

Fig. 1. Rückgang einer Felswand aus homogenem Gestein
a) in Anlehnung an W. PENCK
b) unter Berücksichtigung der sich ändernden Maximalböschung; erste Annäherung
c) wie b, jedoch unter Berücksichtigung der Überlagerung der Verwitterung

stets seinen Anfangswert behalten. Es entsteht also nicht, wie in Fig. 1 b angegeben, eine ganz gleichmäßig geböschte Wand, sondern eine von unten nach oben steiler werdende, theoretisch ganz kontinuierlich gekrümmte Steilwand, so wie es Fig. 1 c zeigt.

Das ist nun keineswegs nur eine wirklichkeitsfremde Deduktion. Sie wird in der Natur bei steilen Wänden sehr oft verifiziert. Formen, wie sie die Abb. 1 bis 3 unbeeinflußt von ehemaligen Talquerprofilen zeigen, findet man in Gebirgen mit Steilrelief sehr häufig. Im übrigen wäre es zur Nachprüfung der Richtigkeit unserer Ableitung sehr interessant, durch genaue Gesteinsuntersuchungen festzustellen, ob das Gestein der niederen, flacher geneigten Wandpartieen in der Tat einen anderen Verwitterungsgrad als das der darüber befindlichen steileren Wandpartieen zeigt, wie es nämlich nach unserer Ableitung der Fall sein müßte.

Nicht berücksichtigt haben wir in unserer Ableitung die *Zurundung von oben* im Sinne W. PENCKS, d. h. die Entstehung eines gut ausgebildeten konvexen Überganges vom Steilhang zum horizontalen Gipfel eines Berges. W. PENCK leugnet eine solche Zurundung von oben, sondern führt derartig konvexe Hangformen stets auf frühere Hebung *(aufsteigende Entwicklung)* zurück. Man kann, wenn man will, diese Zurundung auch ohne Inanspruchnahme einer vorangegangenen Hebung ableiten, und MORAWETZ (1932) hat das getan. Auch ich selbst würde mit einer m. E. ebenso überzeugenden Deduktion dienen können. Ich glaube jedoch in offenbarer Übereinstimmung mit MORAWETZ, daß diese echte Zurundung von oben nur bei Hangwinkeln eine Rolle spielt, die flach genug sind, um eine Bodendecke zu gestatten. Dort aber sind die Abtragungsvorgänge völlig anders und nicht durch Deduktionen zu erfassen, die das Vorhandensein freier Wände voraussetzen.

Aber auch an Felswänden sind die höchsten Partien recht oft erkennbar flacher geneigt als die etwas niedriger befindlichen steilsten Wandteile (vgl.

Abb. 1. Vajolettürme (Aufn. G. Ghedina, Cortina)

Abb. 2. Punta dell'Ideale (Aufn. F. Illi Pedrotti, Trento)
Abb. 1, 2, 4 aus: Berühmte Kletterziele in den Dolomiten, Bozen 1954

Abb. 3 und 1). Die Erklärung, die W. Penck (1924, S. 116) für ein ähnliches Abschrägen der höchsten Hangbereiche gibt, können wir dafür nicht heranziehen, weil er ebenso wie Morawetz (1932) eine ungleiche Exposition, nämlich eine teilweise Schuttbedeckung dazu braucht. Die von uns behandelten Wände sind jedoch als so steil angenommen, daß eine Schuttverhüllung – abgesehen vom Fuß der Wand – nicht möglich ist.

Abb. 3. Matterhorn vom Hörnli (n. käuflichem Diapositiv)

Für hinreichend hohe Steilwände ist jedoch etwas anderes wichtig, was W. Penck entsprechend seiner Grundauffassung bei seinen Deduktionen über die Hangformung völlig vernachlässigt. Wir müssen nämlich, ähnlich wie es Morawetz in etwas anderer Weise ebenfalls getan hat, berücksichtigen, daß in den verschieden hoch gelegenen Bereichen ein- und derselben Wand das Klima völlig anders sein kann und oft auch ist. Und zwar bei unseren meist hochgebirgshaften Wänden so, daß in den höheren Bereichen Frostwechsel mit Tauen und Gefrieren von Schnee und Wasser in der Regel sehr viel häufiger sind als in den niederen. O. Lehmann (1933, S. 107) glaubt zwar, daß der am Grunde von

Tälern häufige mikroklimatische Temperaturwechsel eine ebenso starke Frostsprengung bewirke wie die Besonnung der höchsten Wandteile. Für die niederen Teile der *Wand* gilt das jedoch bestimmt nicht, weil dort der mikroklimatische häufige Temperaturwechsel nicht auftritt, und es ist auch ohnehin irrig. In den niederen Lagen haben wir in den Hochgebirgen der gemäßigt humiden Breiten

Abb. 4. Civetta (Aufn. G. Ghedina, Cortina)

im Winter fast dauernd Frost und Schneebedeckung, also kein Überschreiten des Gefrierpunktes, während im Sommer der Gefrierpunkt nicht unterschritten wird. Häufigen Frostwechsel haben nur die vergleichsweise kurzen Übergangsperioden. Ganz anders in den höheren Lagen. Dort wechseln den ganzen Sommer über die Temperaturen um den Gefrierpunkt mit Schnee und Regen nicht nur nach den wechselnden Wetterlagen, sondern wir haben überaus oft täglichen Frostwechsel,

nämlich Frost in der Nacht und Tauen am Tage. Besonders dann ist das der Fall, wenn die Wand am Tage von der Sonne beschienen wird; sogar der Wechsel von Sonne und Schatten während des Tages kann in solchem Falle Frostwechsel bewirken. Jedem alpinen Felskletterer ist bekannt, daß der „Steinschlag", der manche Wände und Rinnen zu bestimmten Tageszeiten unbegehbar machen kann, mit höher steigender Sonne einzusetzen pflegt, während in der Nacht Ruhe geherrscht hat. Auf diese Vorgänge ist das Zurückwittern der obersten Wandbereiche gegenüber den darunter befindlichen m. E. zurückzuführen.

Insbesondere gilt das für die eigentliche Oberkante der Wand. Dort überschneiden sich Verwitterung von der Wand und von oben her, und außerdem kann dort das Material, u. U. sogar in größeren Blöcken, leichter abstürzen, weil der Gesteinsdruck von oben fehlt, so daß der gelockerte Block nach oben zu kein Widerlager besitzt. Außerdem dringt die Durchnässung natürlich von oben her besonders stark in das Gestein ein, was die Verwitterung dort beschleunigt. Besonders dort ist das der Fall, wo Klüfte und – in alpinistischer Ausdrucksweise – Risse dem Schnee und Wasser den Weg weisen. Dort schreitet dann die Verwitterung und Abtragung von oben nach unten fort. Der Riß wird dabei oben zum „Kamin" geweitet, verengt sich jedoch nach unten zu, um schließlich irgendwo frei in der Wand unsichtbar zu werden (vgl. Abb. 4 und 1). Jedem Felskletterer ist die Häufigkeit dieser Abfolge der Formen bekannt. Hier haben wir im übrigen einen der ganz seltenen Fälle, wo die Erosion nicht rückwärts, sondern im Sinne Sandbergs (1940) tatsächlich vorwärts schreitet.

Keinen Platz in unserer bisherigen Deduktion hat der *Haldenhang*. Damit bezeichnet W. Penck (1924, S. 76, 110) nicht die Schutthalde, sondern die flacher geneigte *Fels*böschung, die den Fuß der Wand bildet und mit deutlichem Knick gegen sie absetzt. Die mehr oder minder starke Schuttbedeckung dieses Haldenhanges ist für W. Penck eine zweitrangige Frage. Entgegen O. Lehmann (1933, S. 102 ff.) müssen wir feststellen, daß der Haldenhang eine Realität ist. Einen Sonderfall eines derartigen Haldenhanges habe ich an der samländischen Küste beobachtet, ohne allerdings damals die grundsätzliche Bedeutung derartiger Haldenhänge zu erkennen. Dort haben wir des öfteren unter einer gleichmäßig dünnen Decke von Geschiebelehm-Detritus einen Kern von tertiären Schichten, dessen Gesamtböschung den Hangwinkel des Geschiebelehm-Detritus angenommen hat. Aus den verschiedensten Gebirgen der Erde sind Haldenhänge mir und sicher auch vielen anderen Geomorphologen ganz geläufig. Die Verflachung auf Abb. 1 unten rechts ist meiner Erinnerung nach ein derartiger Haldenhang, der hangabwärts, also schon rechts außerhalb des Bildes, von Schutt verhüllt ist.

Die Lösung des scheinbaren Widerspruchs zwischen Beobachtung und unserer Deduktion liegt darin, daß auf dem Haldenhang eine recht andere Formungstendenz wichtig ist als die einfach freie Massenbewegung. Es ist, soweit nicht überhaupt ganz andere Kräfte, also etwa die Rinnenspülung, die Vorhand haben, die auch von W. Penck immer wieder – fast über Gebühr – gewürdigte Korrasion, d. h. die Abhobelung des anstehenden Gesteins durch bewegtes Lockermaterial. Nach unserer Deduktion Fig. 1c muß jeder Felshang in seinem untersten Teil immer flacher werden, ganz gleich ob unmittelbar am Fuße der Wand oder oberhalb eines zunächst sich bildenden Schuttfußes. Auf dem flachen Teil wird sich dann zu irgend einem Zeitpunkt der herabfallende Schutt zu einer zunächst

dünnen, langsam nach unten abwandernden Decke zusammenschließen (vgl. Abb. 4 und 2). Dort setzt dann die Korrasion ein. Und zwar sofort mit ziemlicher Kraft. Der Druck des Schuttes auf die Unterlage ist bei steileren Winkeln nämlich vergleichsweise groß, da das Gesteinsgewicht ja nicht quer zur Böschung, sondern senkrecht nach oben gemessen werden muß. Damit wird der kontinuierliche Übergang zwischen freier Wand und ihrem schuttbedeckten untersten Teil naturnotwendig zu einem Knick. Die flachere Böschung unterhalb des Knicks ist der Haldenhang. Die Abtragung auf ihm kann so energisch sein, daß die darüber befindliche Wand geradezu unterschnitten werden kann (vgl. MORTENSEN [1921], Abb. 17). Wie weit bei der Ausbildung des Haldenhanges ein *optimaler* Böschungswinkel im Sinne meiner Ableitungen 1921, S. 38, und besonders 1927, S. 80 ff., eine Rolle spielt, möchte ich hier noch nicht diskutieren.

Diese Erklärung der Entstehung des Haldenhanges schlägt m. E. auch eine Brücke zwischen den völlig entgegengesetzten Darlegungen O. LEHMANNS und W. PENCKS über die Form des in einem Schuttfuß befindlichen Gesteinskerns. O. LEHMANN (1933, S. 102 ff.) erkennt nur die konvexe Form an und begründet sie mit der gleichen zwingenden Logik, wie es W. PENCK für die konkave Form getan hatte. Entscheidend ist dabei, wie ich glaube, das Verhältnis der Menge des von oben angelieferten Schuttes zur Geschwindigkeit, mit der dieser Schutt beweglich wird und abwandert. Wo der Schutt infolge vergleichsweise großer Schuttanlieferung und geringer Beweglichkeit am Fuße der Wand praktisch zur Ruhe kommt, schützt er das darunter befindliche Gestein, und es entsteht der konvexe Felssockel im Sinne O. LEHMANNS. Wo er von vornherein beweglich ist oder durch die Verwitterung hinreichend schnell beweglich wird, wirkt die Korrasion, und es entsteht der Haldenhang mit der von W. PENCK beschriebenen geradlinigen oder konkaven Böschung. Wichtig für diese Überlegung ist die Tatsache, daß Zulieferung des Schuttes und Beweglichkeit des entstehenden Schuttkörpers keineswegs proportional zu sein brauchen.

Abschließend sei gesagt, daß die hier vorgetragene Deduktion keinesfalls *alle* Möglichkeiten der Wandformung erfassen und erklären soll. Dazu mußte sie mit allzu vielen Vereinfachungen – homogenes Gestein, keine Berücksichtigung der Bankung und nur höchst geringe Berücksichtigung der Klüftung – arbeiten. Immerhin glaube ich, daß sie *einen Teil* des hochgebirgshaften Steilreliefs erklärt und eine Basis für weitere Verfeinerungen des differentiellen Verfahrens sein könnte.

Zusammenfassung

Das *differentielle Verfahren* W. PENCKS ist zwar zur Erklärung normaler Hangformen nicht ausreichend, kann aber, wenn man einige wesentliche Korrekturen (Fig. 1c) anbringt, benutzt werden, um Formen steiler Felswände, besonders im Hochgebirge, zu erklären. Steile Felswände besitzen nicht selten einen Fußhang, den *Haldenhang* W. PENCKS, der unter einer mehr oder minder mächtigen Schuttdecke einen Felskern von ungefähr dem gleichen Böschungswinkel wie die Schuttdecke aufweist und sich mit ziemlich deutlichem Knick gegen die darüber befindliche Felswand absetzt. Seine Entstehung ist aus den Gesetzen freier Massenbewegungen nicht zu deuten, sondern eine Folge der korrasiven Wirkung des sich unten ansammelnden Schuttes. Der Widerspruch der Auffassungen W. PENCKS

(konkave Böschung des Felskerns) und O. Lehmanns (konvex geböschter Felskern) wird auf die jeweils verschiedene Beweglichkeit des Schuttes im Verhältnis zur Menge des angelieferten Schuttes zurückgeführt.

Zitierte Literatur

Bakker, J. P., & Le Heux, J. W. N.: A remarkable new geomorphological law. Proc. Sect. of Sciences, Konikl. Nederl. Akad. von Wetensch. LX, B, 1952, S. 399—410 und 554—571.

Birot, P.: Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. Lisbonne 1949.

Bryan, K.: The retreat of slopes. Annals Assoc. Amer. Geographers 30, 1940, S. 254—268.

King, L.: The Uniformation Nature of Hillslopes. Trans. Edin. Geol. Soc. 17, 1, 1957, S. 81—102.

Lehmann, O.: Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich LXXVIII, 1933, S. 83—126.

Louis, H.: Allgemeine Geomorphologie. Berlin 1960.

Machatschek, F.: Geomorphologie, 2.—7. Aufl., Leipzig (zuletzt Stuttgart) 1934—1959.

Morawetz, S.: Eine Art von Abtragungsvorgang. Pet. Mitt. 1932, S. 231—233.

Mortensen, H.: Die Morphologie der samländischen Steilküste. Königsberg 1921.

—: Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Ein Beitrag zum Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1927.

Penck, W.: Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Stuttgart 1924.

Richter, E.: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Pet. Mitt. Erg.-Hefte 132, Gotha 1900.

Sandberg, C. G. S.: Ist die Aunnahme einer r ü c k s c h r e i t e n d e n Erosion berechtigt? Zeitschr. für Geom. 11, 1940, S. 61–77.

Neues über den Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze und über die holozäne Hangformung an Schichtstufen im mitteleuropäischen Klimabereich

Von

Hans Mortensen, Göttingen

Mit 5 Abbildungen und 1 farbigen Tafel

In dem 1956 erschienenen 1. Rapport unserer Kommission hatten Mortensen und Hövermann über den aktiven Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze berichtet. Unserem Bericht war eine Karte 1 : 1000 auf Grund einer Vermessung im Maßstabe 1 : 500 vom Jahre 1952 beigegeben. Inzwischen ist das Bergrutschgelände im Jahre 1958 — auch dieses Mal wieder finanziert von der Akademie der Wissenschaften in Göttingen — nochmals in gleicher Weise vermessen worden. Die daraus entstandene Karte 1 : 1000 ist durch Bunt-Eintragung der Vegetation sehr verbessert worden. Der Akademie danke ich verbindlichst, daß ich die auf ihre Kosten gedruckte Karte diesem Bericht beigeben kann.

Vergleichen wir das Formenbild der Karten von 1952 und von 1958, so sehen wir, daß einschneidende Veränderungen inzwischen nicht stattgefunden haben. Kleine Unterschiede gegenüber 1952, so z. B. die Felsdarstellung am Nordrand des Bergrutsches bei Punkt 396,8, sind auf die subjektiv verschiedene Gelände-Beurteilung durch die beiden verschiedenen vermessenden Topographen zurückzuführen.

Und doch ist der Bergrutsch noch keineswegs zur Ruhe gekommen. Der *genaue* Vergleich beider Karten unter besonderer Berücksichtigung der eingetragenen Festpunkte zeigt, daß die Bewegungen sich ungefähr in dem gleichen Stile, wenn auch mit teilweise weiterhin verminderter Geschwindigkeit fortgesetzt haben, wie wir es 1956 dargelegt haben:

Schon vor 1956 hatte der Erdgletscher seine frühere Geschwindigkeit merklich verlangsamt (M. und H. 1956, S. 151). Seit 1952 ist die Stirn in ihrem südlichen, SW/NE-verlaufenden Teile ziemlich genau an der gleichen Stelle geblieben. Zwar läßt eine etwas westlich davon am Südrande des Erdgletschers kürzlich gestürzte alte Buche noch erkennen, daß sich der Fließbrei etwas unter den bis dahin intakten Wurzelfilz des Vorgeländes geschoben haben muß. Doch sind diese Bewegungen so geringfügig, daß sie im Kartenbilde nicht mehr in Erscheinung treten. Auf ein

Jahr umgerechnet ist auch dort die Geschwindigkeit Null. Etwas anders ist es am Nordteil der Stirn, also dem Stück, das sich ungefähr längs eines Zaunes in NNW-Richtung erstreckt. Dort hat der Erdgletscher jetzt *überall* den Zaun erreicht und an einigen Stellen sogar geringfügig überschritten. Dort — aber auch nur dort und etwas westlich davon — hat sich die Stirn somit zwischen 1952 und 1958 um 2½ bis 3½ m vorgeschoben. Das würde der 1956 angegebenen, damals wie gesagt schon verminderten Geschwindigkeit von etwa ½ m pro Jahr gerade noch entsprechen. Bezieht man jedoch die seit 1952 praktisch ruhenden Teile der Stirn mit in die Rechnung ein, so kommt man auf einen Durchschnitt von jährlich weniger als ¼ m.

Dieser starke Geschwindigkeitsverlust betrifft jedoch nur die *Stirn* des Erdgletschers. Weiter aufwärts bewegt sich der Gletscher auch jetzt noch, wie Kontrollmessungen auf den Karten zeigen, mit beachtlicher Geschwindigkeit, und zwar auch hier im Nordteile erkennbar schneller als im Südteile. Offenbar ist der an seinem Rande und auf seiner Oberfläche stark ausgetrocknete Erdgletscher in seinem Inneren immer noch plastisch und beweglich und läuft auf den immer langsamer werdenden Rand auf. Die Stirn des Erdgletschers ist dementsprechend in den letzten sechs Jahren höher und steiler geworden, während seine Oberfläche weiter oberhalb merklich eingesunken ist. Dieses Einsinken läßt im übrigen vermuten, daß der Nachschub an Fließmaterial von oben her nachgelassen hat.

Bemerkenswerterweise ist diese Verminderung der Fließmasse ohne rechten Einfluß auf die Bewegung der hangaufwärts vom Erdgletscher befindlichen Schollen gewesen. Die Obere Scholle hat sich in den sechs Jahren seit 1952 mit etwa der gleichen Geschwindigkeit weiterbewegt wie in den vielen Jahrzehnten vor 1952, nämlich im Durchschnitt mit etwa ¼ m pro Jahr. Dabei war die Bewegung im Südteil der Oberen Scholle größer als im Nordteil. Das gleichzeitige Absinken der Oberen Scholle ist zwar etwas geringer geworden, aber immer noch beträchtlich gewesen.

Die Bewegungen an der Mittleren Scholle [1]) sind zwar heute wie auch schon früher nicht ganz gleichmäßig, aber sie sind im ganzen genommen bemerkenswert gering geworden. Das gilt nicht nur absolut, sondern noch viel mehr im Vergleich zu der Zeit um 1952, wo sich gewisse Teile der Mittleren Scholle *besonders* schnell bewegt hatten.

Dafür hat sich die Untere Scholle, die sich vor 1952 ziemlich langsam und auf jeden Fall langsamer als die Mittelscholle bewegt hatte, in der Zeitspanne zwischen 1952 und 1956 auffallend schnell bewegt. Das Abwandern beträgt an einigen Stellen 6 m, ja vielleicht sogar 10 m. Mit 1 bis 1½ m pro Jahr sind das Geschwindigkeiten, die an keiner anderen Stelle unseres Bergrutsches, sei es kürzlich oder früher, gemessen worden sind. Die Ostkante der Unteren Scholle, also am Abfall zum Erdgletscher, hat sich in der gleichen Zeit um 2 m gesenkt. Der Abfall selbst scheint dabei steiler geworden zu sein. Offenbar läuft die Untere Scholle auf den merklich langsamer bewegten Erdgletscher auf.

---

[1]) Als Mittlere Scholle bezeichne ich in Übereinstimmung mit dem Text unseres Berichtes v. J. 1956 und mit Ackermann 1959 das Gelände zwischen dem Ostfuß der Oberen Scholle und der hangabwärts befindlichen Unteren Scholle, nämlich dem Gebiet mit den besonders vielen vegetationsarmen Stellen und Rissen usw. Die Eintragung „Untere Scholle" steht sowohl auf der Karte v. J. 1952 wie auf unserer neuesten Karte nicht ganz richtig. Sie gehört etwas weiter nach Osten. Vgl. auch Ackermann 1959, Abb. 1.

Im ganzen wird damit das 1956 (S. 152 f.) gezeichnete Bild der Bewegungsvorgänge bestätigt und ergänzt: Die Rutschung geht räumlich und zeitlich keineswegs gleichmäßig vor sich; die verschiedenen Partien haben ihre eigenen Geschwindigkeiten und auch ihre eigenen Geschwindigkeitsänderungen. Die Rutschung kriecht, wenn man das Bild benutzen darf, wie ein Wurm sich dehnend und zusammenziehend hangabwärts.

Wichtiger als diese Einzelheiten ist nach wie vor die Bedeutung unseres Bergrutsches und anderer ähnlicher Gebilde für die holozäne Hangformung, genauer gesagt für das Verständnis der Umformung eines ursprünglich im Pleistozän geformten in einen ausgereiften holozänen Hang. Hierfür sind die sehr gründlichen, aufeinander aufbauenden und regional wie in der Fragestellung immer mehr erweiterten Arbeiten ACKERMANNS (zuletzt 1959) eine ausgezeichnete Grundlage, ungeachtet der Tatsache, daß Korrekturen und Verfeinerungen an seinen Auffassungen immer noch möglich und nötig sind. Seine für uns hier wichtigsten Ergebnisse sind:

1. Die Vorbedingung derartiger Rutschungen, insbesondere auch des Bergrutsches südlich der Mackenröder Spitze, sind unterirdische „Fießungen" von aufgeweichtem Mergel und Ton an der Schichtgrenze m_u/s_o. Die Erdgletscher, die bei anderen Rutschungen ebenfalls immer wieder zu beobachten sind, bestehen aus derartigem zunächst unterirdisch geflossenen Material.

2. Über die periglazialen Fließ- urnd Rutschvorgänge hinaus teilt ACKERMANN die holozänen Fließungen und Rutschungen auf Grund der Erhaltung der Formen in mehrere Generationen und Stadien ein. Einer „Älteren" (prähistorischen) Generation folgt eine „Historische" Generation, die ACKERMANN in die Zeit zwischen etwa 1600 und 1850 datiert und die aus zwei, einem älteren und einem jüngeren, Stadien besteht. Die augenblicklich aktiven Bergrutsche und Fließungen (südlich und nördlich der Mackenröder Spitze und am Schickeberg) hält ACKERMANN für „aklimatische Nachläufer", die einer lokalen Begünstigung zuzuschreiben seien. Da auch bei diesen Rutschungen ein humides Klima unentbehrlich ist, sollte man den Ausdruck aklimatisch wohl besser vermeiden.

3. Die Abtragungsvorgänge erfolgen nach ACKERMANN in einem ziemlich gesetzmäßigen Ablauf, und zwar beginnen sie und werden aufrecht erhalten durch die immer wieder erneute Entstehung von sehr steilen (ACKERMANN: „übersteilen") Hängen oder besser Wänden unterhalb der Trauf.

Es ist nun nicht so, daß jeder heute im Gelände sichtbare Bergrutsch nur einer Generation zuzuschreiben ist. ACKERMANN gibt eine Reihe von Beispielen, wo der Bergrutsch während mehrerer Generationen immer wieder aktiv geworden ist. Dieser kann aber auch nur eine — alte oder junge, gelegentlich kaum sicher datierbare — Phase erlebt haben und dadurch gewissermaßen unterentwickelt sein. Wie wir ja auch pleistozäne Hänge haben, die überhaupt noch keine derartige Rutschung erlebt haben. Es ist also nicht immer richtig, jeder Generation einen bestimmten, in sich geschlossenen Formenschatz zuzuschreiben und umgekehrt nur aus diesem Formenschatz den Bergrutsch zu datieren. Ziemlich zuverlässig erscheint mir nur die Datierung aus der zweifellosen Frische oder Alterung der Formen, insbesondere der Zunge des Erdgletschers, wovon ACKERMANN in der Tat auch ausgegangen ist. Außerdem haben wir, wie wir gleich sehen werden, auch mehr oder minder weit fortgeschrittene Rutschungen eines ganz anderen Typs, die von dem Schema ACKERMANNS abweichen und deren Vorbedingung

zwar wohl eine Fließung im Sinne ACKERMANNS, aber keine „übersteile" Wand ist.

Fassen wir nun die Formenentwicklung vom Pleistozän bis heute zusammen, so muß ich dabei leider auf die Einzelerörterung des Für und Wider der Anschauungen und insbesondere auf die Wiedergabe der einzelnen Beobachtungsbelege verzichten. Das würde nicht dem Charakter unseres Rapports entsprechen. Es soll einer späteren Arbeit von HÖVERMANN und mir in den Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen vorbehalten bleiben. Die Ergebnisse von ACKERMANN (zuletzt 1959) und von MORTENSEN & HÖVERMANN (1956) und neueste Beobachtungen kombinierend und korrigierend kommen wir zu folgender Abfolge der Formen:

Der Stufenhang am Ende des Pleistozäns war im Bereich des m_u ziemlich flach und recht gleichmäßig konvex geböscht (Abb. 1 und M. & H. 1956, Fig. 2 b).

Abb. 1. Pleistozän geformter konvexer Hang am Södderich (einige km nördlich der Mackenröder Spitze)

Im Bereich des s_o wurde die Böschung allmählich konkav. Die periglazialen Schuttfließungen, insgesamt nur eine Decke bis zu 2 m Mächtigkeit bildend, sind noch heute an ihren sehr flachen Stirnen etwa 400 bis 800 m von der heutigen Trauf zu erkennen. Zu irgend einem, keineswegs unbedingt einheitlichen Zeitpunkt im Holozän begannen die äußersten Partien des pleistozän sehr abgeschliffenen m_u sich abzulösen. Wie weit das mit Fließungen unter dem m_u verbunden war oder aber, was durchaus möglich ist, durch oberflächliche Abtragung des oberen s_o-Hanges ausgelöst wurde, kann noch nicht in jedem Falle mit voller Sicherheit gesagt werden. Mit der Fließung war von vornherein ein mehr oder minder hangparalleles Aufreißen des dahinter, also hangaufwärts befindlichen Muschelkalks verbunden. An dem heute noch vorhandenen Periglazialhang südwestlich Waake können wir das sehen (Abb. 2). Dort ist die Entwicklung stellenweise schon etwas weiter gediehen, indem der Muschelkalk nahe der Grenze m_u/s_o in mehreren Staffeln schräg gegeneinander abgerutscht ist. Dazwischen befinden sich ebene oder sogar flach nach außen abfallende, mehrere Meter breite Gesimse. Sie sind vermutlich Teile der pleistozänen Oberfläche vor Beginn der Spaltenbildung.

Diese erste Ablösung von geringmächtigen Schollen am äußersten Rande der Muschelkalkauflage kann nun zwei ganz verschiedene Entwicklungslinien einleiten.

Sie können unmittelbar nebeneinander auftreten und sich zeitlich überlagern und räumlich mischen.

Es können sich im Sinne ACKERMANNS (1959, Abb. 16) schritt- und etappenweise immer wieder neue Schollen von der zu steil gewordenen Wand ablösen

Abb. 2. Schwach umgeformter konvexer Pleistozänhang südwestlich Waake (südlich Abb. 1). Das ziemlich hangparallele Aufreißen des m_u spiegelt sich in der Vegetation deutlich wieder

und hinter sich eine neue Steilwand zurücklassen. Die Zuordnung der Formen zu bestimmten Generationen oder Stadien dient dabei im wesentlichen dazu, den Zerfallsgrad von an sich ähnlichen Formen richtig zu deuten. Im ganzen genommen frißt in dieser Entwicklungsreihe der dem Holozän gemäße (konkave) Hangtypus den pleistozänen (konvexen) langsam oder auch schneller von unten her auf, wobei allerdings durch abgerutschte Schollen auch konvexe Hangpartien eingeschaltet sein können (Abb. 3). Das Ende dieser Entwicklungsreihe ist auf jeden Fall der

Abb. 3. Hinter der Büsteppe (vgl. Abb. 5) ist im Hintergrund der Hünstollen mit seinem Wechsel von konkavem Hang und konvex geformten Schollen erkennbar. Der oberste Knick stellt nur den Rand des Hochwaldes dar

gesamt-konkave Hang, wie ihn Abb. 4 und auch der nur noch schwach unregelmäßige Hang am Südrand unserer Buntkarte zeigen. Dieser letzte Schritt zum vollkonkaven Hang geht deshalb relativ rasch, weil die abgewanderten Schollen wohl stets ziemlich stark zerrüttet sind und der Verwitterung und Abtragung sehr viel schneller zum Opfer fallen als intaktes anstehendes Gestein.

Abb. 4. Konkaver Hang des Hengstberges

Die zweite, ebenfalls durch Beobachtungen zu belegende Entwicklungslinie ist die, daß, vielleicht gleichzeitig mit der ersten Ablösung des pleistozän geformten Muschelkalkrandes, vermutlich jedoch erst später, auf jeden Fall aber im Zusammenhang mit der Spaltenbildung auf der konvexen Pleistozänböschung des Muschelkalkes, die entstehenden Kalkschollen gewissermaßen auseinanderschwimmen. Dabei kann dann die Muschelkalkdecke gelegentlich in deutlich sichtbaren Spalten aufbrechen. In unserem Bericht 1956 (Fig. 2a) ist eine derartige Spalte gezeichnet. Wo die deckende Muschelkalkschicht geringmächtig war, brauchen

Abb. 5. Konvexer Hang der Büsteppe nordwestlich Waake. Das Aufreißen (Auseinanderdriften) der oberen Hangpartien ist noch stärker, als die Vegetation es erkennen läßt

derartig markante Spalten nicht zu entstehen. Solche auseinandergedrifteten Schollen findet man z. B. in der Gipfelregion des Ostabfalls der Büsteppe bis etwa zur halben Höhe des Hanges hinab (Abb. 5) und auch (vgl. unten) in Teilen unseres Bergrutsches südlich der Mackenröder Spitze. In den oberen Hangpartien des Pleistozänhanges südwestlich Waake (Abb. 2) ist die Entwicklung offenbar unmittelbar vor dem Auseinanderdriften der Schollen stecken geblieben. Auch bei dem buckeligen Hang südlich des Schickeberges habe ich den Verdacht, daß es sich um letzte Reste derartiger verdrifteter Schollen handelt. Das gilt vielleicht auch sonst für einen Teil der buckeligen Hänge in gealterten Erdrutschgebieten. Im übrigen ist die Grenzziehung zwischen dem Typus auseinandergedrifteter Schollen und dem Typus, wo die Schollen stets einmal den Steilrand der Trauf gebildet haben und dann etappenweise abgewandert sind, gelegentlich wohl etwas willkürlich. Denn zwischen diesen beiden Extremen sind in Wirklichkeit mancherlei Übergänge denkbar. Das Entscheidende in dieser ganzen Entwicklungsreihe der Auseinanderdriftung von Schollen ist nicht nur, daß größere, übereinanderliegende Hangpartien *gleichzeitig* davon erfaßt werden können, sondern viel mehr noch, daß beim Auseinanderdriften mindestens zunächst die konvexe Gesamtform des pleistozänen Ausgangshanges, unabhängig von dem buckeligen Charakter im einzelnen, mehr oder minder lange erhalten bleibt. Das gilt zum Teil auch für diejenigen Hangpartien, wo beide Entwicklungsreihen miteinander vermischt oder verzahnt sind. Daß auch diese Konvexhänge früher oder später zu Konkavhängen umgewandelt werden, ist sicher. Im Südteil des Bergrutsches südlich der Mackenröder Spitze ist das offenbar im Gange, und in den unteren Teil des Ostabfalls der Büsteppe haben sich bereits zwei, mir allerdings noch nicht ganz verständliche Hohlformen mit konkaven Hängen tief in den Berg hineingefressen.

Das über die beiden Entwicklungsreihen der holozänen Hangformung an Schichtstufen Gesagte stützt sich zum Teil auf die Beobachtungen südlich der Mackenröder Spitze. Es macht uns aber umgekehrt die dortigen Verhältnisse erst richtig verständlich. Die genaue Analyse, die wie gesagt später an anderer Stelle ausführlicher vorgeführt werden soll, zeigt hier folgendes:

Der Bergrutsch ist im ganzen genommen sehr viel älter, als man es nach der heutigen Mobilität zunächst erwarten sollte. Er reicht, wie kleine Reste alter Erdgletscher vermuten lassen, bis in die Ältere, also prähistorische Generation zurück. Auch die „Historische Generation" hat er aktiv miterlebt. So ist der jetzt aktive Erdgletscher vermutlich nichts anderes als ein jüngst wieder aufgeweichter und in Bewegung geratener Erdgletscher der Historischen Generation. Überhaupt ist das, was wir heute an Aktivität sehen, nicht viel mehr als ein Wiederaufleben und eine Fortsetzung vorher ruhender Vorgänge und Formen. Dadurch kommt es, daß der Bergrutsch in seinem heutigen Umfang nicht nur, was selbstverständlich ist, hangabwärts aus verschiedenen Formenkomplexen aufgebaut ist, sondern sich in seinen obersten Teilen von Süden nach Norden aus ganz verschiedenen Entwicklungskomplexen zusammensetzt. Weder die Obere Scholle noch die zwischen ihr und der eigentlichen Wand liegende „Schlucht" sind einheitliche Gebilde!

Aus dem Einfallen der Schichten erkennt man nämlich: In den südlichen Dreivierteln ist die Schlucht durch einfaches Auseinanderklaffen im Sinne unseres Berichts 1956, Fig. 2a, also im Sinne der soeben dargelegten zweiten Entwicklungs-

reihe entstanden. Das Abrutschen ist ein sekundärer Vorgang. Biegt man im Geiste die Obere Scholle dort wieder in ihre alte Lage zurück, so erkennt man, daß ihr jetzt recht steiler Ostabfall nicht etwa den alten Hang der Trauf repräsentiert, sondern die einfache Fortsetzung des dort auf dem Plateau noch vorhandenen mäßig flach geböschten Pleistozänhanges ist. Das Tälchen, das von Westen kommend bei Punkt 74 durch die Steilwand der Trauf abgeschnitten wird, setzt sich dementsprechend auf dem heutigen Osthang der Oberen Scholle in der gleichen Form fort.

Im nördlichen Teile der Scholle, etwa von südlich Punkt 44 (402,2) nach Norden, ist die Entwicklung nach dem von ACKERMANN entwickelten Schema (unsere Entwicklungsreihe 1) erfolgt. Dort hat sich in der Tat eine Partie des Plateaus infolge vorangegangener Übersteilung von der Wand gelöst, hinter sich eine breite (und auch jetzt noch breiter werdende) Spalte zurücklassend. Biegt man die dort anders, und zwar entgegengesetzt, schwach einfallenden Schichten in ihre ungefähre Ausgangslage zurück, so wird hier nicht der jetzige Ostabfall der Oberen Scholle, sondern die dort auffallend breite Oberfläche als ehemaliger Teil des dort flacheren (weil im Sinne des Hangprofils höher gelegenen) Pleistozänhanges erkennbar. Der dortige Osthang der Oberen Scholle war dementsprechend früher noch steiler als heute. Dort haben offensichtlich Ablösungen im Sinne ACKERMANNS stattgefunden; die Steilwände nordöstlich Punkt 44 und die noch weiter östlich liegenden großen Gesteinstrümmer sind das Ergebnis davon.

Am überraschendsten ist der Befund im Nordwestwinkel unseres Bergrutsches. Dort fehlt die Obere Scholle und ebenso die trennende Schlucht zur westlich davon befindlichen Wand. In Wirklichkeit hat dieser Teil ursprünglich, nämlich vor der Bildung der südlich anschließenden langen Spalte bzw. Schlucht, gar nicht zu unserem Bergrutsch gehört, sondern zu dem nördlich anschließenden, bereits etwas gealterten Bergrutsch der (jüngeren?) Historischen Generation. Vermutlich mit Bildung der Spalte bzw. Schlucht weiter südlich hat sich ein ganzer Hangkomplex in toto auf konkaver Scherfläche abgelöst und ist um etwa 15 bis 20 m nach E, richtiger ESE verlagert. Deutlich drückt sich das auch in der Ostversetzung des Misch-Laubwaldes (blaue Farbe) aus. Die Kuppen bei Punkt 43c (386,9) sind in Wirklichkeit die Fortsetzung der gealterten Oberen Scholle (im Bereich unserer Karte bis etwa 392 m hoch) des Historischen Bergrutsches, die Einmuldungen dicht nordwestlich davon eine Fortsetzung der ebenfalls sehr gealterten Längsfurche zwischen Plateau und Oberster Scholle des Historischen Bergrutsches. Im Gelände sind im übrigen die Zusammenhänge noch wesentlich deutlicher zu erkennen als auf der Karte. Zwischen dem intakten Historischen Bergrutsch und seinem abgerutschten Südteil ist eine W/E-verlaufende tiefe Spalte entstanden, auf der Karte teils durch die Felssignaturen, teils durch die dort ein Tal kennzeichnenden Isohypsen zu erkennen. Das Tal hat, wie die Karte zeigt, keinen richtigen oberen Anfang und keine richtige untere Fortsetzung. Auch hier ist der Charakter als beiderseitig von Steilwänden begrenzter Riß im Gelände noch sehr viel deutlicher als auf der Karte.

Daß die dortige Rutschung in ESE-Richtung gegangen ist, hängt offenbar mit der unterirdischen Fließung zusammen, die die erneute Aktivität unseres Bergrutsches ausgelöst hat. Diese Fließung ist nicht nur abwärts, sondern auch zentripetal nach der Mittelachse zu gegangen, in den oberen Hangpartien dabei nach beiden Seiten in die Nachbarschaft des Bergrutsches zurückgreifend. Längs

des Südrandes sind die Spalten bei Punkt 52c darauf zurückzuführen. Sie erweckten anfangs (also vor etwa 20 bis 25 Jahren) bei mir den Verdacht, daß auch dort eine erneute Aktivität bevorstehe, was sich jedoch nicht bestätigt hat. Im Norden war der Vorgang grundsätzlich der gleiche, jedoch wesentlich stärker. Sowohl die Tatsache der dortigen Rutschung als auch die Richtung sind daraus zu erklären.

Der uneinheitliche Charakter der Oberen Scholle macht es wahrscheinlich, daß auch die Mittlere Scholle nicht so einheitlich zu deuten ist, wie man es zunächst glauben könnte. Daß der nördlichste Abschnitt Teil einer Gesamtrutschung ist, haben wir soeben gesehen. Für den südlichen, wesentlich größeren Teil habe ich, ohne es im Augenblick schon beweisen zu können, den Eindruck, daß sie eine teils abgeschwommene, vielleicht auch weggepreßte Scholle des ursprünglichen periglazial geformten Hanges im Sinne der oben dargelegten zweiten Entwicklungsreihe ist, daß sie also in wesentlichen Partien noch heute diesen periglazialen Hang in sich enthält, wenn auch mit vielleicht etwas verstellter Böschung. Insbesondere der mäßig geböschte Hang, der aus der Mulde westlich Punkt 54 nach Westen ansteigt, könnte ein solches ursprünglich periglaziales Hangstück sein. Eine endgültige Entscheidung über diese Fragen wird man erst nach sehr genauer weiterer Untersuchung treffen können.

Über den Charakter der vorwiegend aus s_o bestehenden Unteren Scholle wird man sicheres erst sagen können, wenn der Charakter der Mittleren Scholle zuverlässig feststeht. Im nördlichen Teil ist die Untere Scholle ziemlich sicher das unterste Stück der dargelegten Gesamtrutschung am Nordrande unseres Bergrutsches.

Die „Unterste Scholle" kann man eigentlich nur aus den heute auf dem Erdgletscher vorhandenen beiden Inseln von Muschelkalk und Muschelkalkschutt rekonstruieren. Sie sind auf unserer Karte aus der Verbreitung der Vegetation — Buche auf Muschelkalk, Esche auf Röt — zu erkennen, wennzwar sie ursprünglich vermutlich kleiner gewesen sind. Ob es von vornherein *zwei* Schollen gewesen sind, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Sie können ursprünglich zusammengehangen haben und ihr Schutt erst durch die Tätigkeit des dort entspringenden kleinen Bächleins in zwei Teile geteilt worden sein. Auf jeden Fall gehörten diese Schollen ursprünglich zum dünn geschliffenen Außenrand des pleistozänen Muschelkalkhanges. Die Zusammensetzung aus den Basis-Schichten des m_u (ACKERMANN 1959, S. 198) bestätigt das. Diese beiden Schollen-Relikte repräsentieren also noch die allerälteste holozäne Phase der Ablösung von Muschelkalk-Schollen an der Grenze m_u/s_o.

Es liegt nahe, aus den meßbaren Bewegungen unseres Bergrutsches und aus den Formen älterer Bergrutsche Schlüsse auf die holozäne Abtragungsgeschwindigkeit, möglichst auch im Vergleich zur pleistozänen Geschwindigkeit, zu ziehen, und ACKERMANN hat das auch in sorgfältiger Analyse der erschließbaren Geschwindigkeitswerte getan. Doch kann man auf diesen Werten noch keine Folgerungen aufbauen. Denn wichtiger als der Rückgang einer Steilwand, die als Ausgangsform oft gar nicht vorhanden gewesen sein dürfte, scheint mir ein Urteil über die tatsächlich abbeförderten Gesteinsmassen. Zwar kann man das näherungsweise abschätzen, doch möchte ich mir das in diesem Zusammenhange versagen. Und zwar um so mehr, als mir die *Formungs*intensität für uns im augenblicklichen Forschungsstadium viel interessanter erscheint, d. h. die Geschwindigkeit, mit der ein konvexer Hang pleistozänen Tys in einen konkaven Hang

holozänen Typs verwandelt wird. Darüber kann man sich gewisse Vorstellungen machen, die ich hier jedoch nur andeuten möchte.

Wo der pleistozäne Hang heute noch vorhanden ist, und das sind immerhin nicht wenige Stellen, ist diese Umwandlungsintensität Null gewesen. An unserem aktiven Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze kann man etwa folgendes erschließen: Bringt man die südliche der beiden Untersten Schollen im Geiste in ihre vermutliche ursprüngliche Nachbarschaft zur Mittleren Scholle, nämlich in die Gegend östlich Punkt 53 (377,8) zurück und denkt sich nun alle, auch die hangaufwärts gelegenen Schollen an ihre ungefähre Ausgangsposition zurückverschoben, so kommt man darauf, daß zur Zeit, als der ursprüngliche Pleistozänhang noch bestand, die Grenze s_u/s_o etwa bei Punkt 53, also etwa 70 m östlich der heutigen Trauf, zutage ausstrich (d. h. natürlich bedeckt von einer dünnen Periglazialschutt-Decke), und zwar in einer Höhenlage von etwa 385 bis 390 m. Um diesen Betrag von 70 m hat sich also, wenn man von der Umformung des aus Röt bestehenden Hangteiles absieht, die holozänzeitliche Formung in den pleistozänen Hang hineingefressen. Wobei allerdings betont werden muß, daß in unserem Bergrutsch die holozäne Abtragung den Abtransport der Massen noch längst nicht völlig bewältigt hat. Noch heute ragt unser Bergrutsch in seiner ganzen Ausdehnung über die nördlich und südlich davon gelegenen Hänge empor, wie es auch die Isohypsen unserer Karte erkennen lassen. Er ist im ganzen immer noch ziemlich konvex, während die Hänge nördlich und südlich davon bereits deutlich konkav sind.

Offensichtlich ist also nördlich und südlich unseres Bergrutsches die Umwandlungsintensität wesentlich energischer gewesen. Besonders gilt das für den unmittelbar südlich gelegenen Hang und ebenso für recht viele andere Stellen am Abfall des Göttinger Waldes und auch für den Ostabfall des Hengstberges (Abb. 4), wo nämlich die Obere Scholle, soweit sie jemals dort existiert hat, nicht einmal mehr vorhanden ist und wo die Buckelung des Hanges nur noch so gering ist, daß der gesamt-konkave Charakter des Hanges dadurch nicht beeinträchtigt wird. Vielleicht geht man nicht fehl, wenn man unseren Bergrutsch sowohl hinsichtlich der Formungsintensität als auch hinsichtlich der Verbreitung der stärker und der schwächer umgeformten Hänge im Raume des Göttinger Waldes als repräsentativ für den Durchschnitt hält.

Im Ganzen genommen ist das Bild unseres Bergrutsches sehr viel komplizierter, als ich es anfangs geglaubt hatte, andererseits jetzt aber auch sehr viel durchsichtiger, obwohl noch keineswegs alle Probleme gelöst sind. Schon bisher hat uns seine genaue Erforschung und der Vergleich mit benachbarten oder weiter entfernten ähnlichen Formenkomplexen tiefe und neuartige Einblicke in die Vorgänge der Hangformung an Schichtstufen gegeben. Ich bin sicher, daß uns der Bergrutsch auch bei weiterer Erforschung noch viel Neues zu sagen haben wird.

Zitierte Literatur

Ackermann, E: Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wellenkalkschichtstufe. Zeitschr. für Geomorphologie N. F. 1959, S. 193—226 (dort ausführlichere Literaturangaben) und 283—304.

Mortensen, H., & Hövermann, J.: Der Bergrutsch an der Mackenröder Spitze bei Göttingen. Ein Beitrag zur Frage der klimatisch bedingten Hangentwicklung. Premier rapport de la commission pour l'étude des versants. Préparé pour le Congrès international de Géographie Rio de Janeiro 1956. Amsterdam 1956.

Relations entre versants et nature du substratum en Belgique

Par

P. Macar, Liège & R. Fourneau, Liège

La présente étude (1) avait pour but principal l'examen d'un problème en principe assez banal: voir quelles relations les pentes et les formes des versants montrent avec les principaux types de substratum rencontrés en Belgique.

Pour ce faire, quelques 150 profils de versants furent mesurés par le second auteur dans une même région (soit dans un rayon de 40 km autour de Charleroi), choisie surtout pour la diversité des terrains qu'elle pouvait offrir. La région est assez restreinte et le relief n'y présente pas de grandes différences, ce qui permet d'éliminer pratiquement l'influence de variations sensibles du climat. On a choisi en outre, autant que possible, des sections de vallées peu profondes, plus ou moins rectilignes, avec influence anthropique aussi faible que possible (2).

Après étude des photographies aériennes, qui permettait la sélection des sections favorables, les mesures furent faites sur le terrain au clisimètre, avec une station tous les 5 m environ, de façon à ne rien laisser passer de significatif. La précision des mesures, déterminée expérimentalement, était comprise entre 0,5 et 1 % pour les pentes inférieures à 20 %, entre 1 et 2 % pour les pentes allant de 20 à 40 % et de 2 à 4 % pour celles dépassant 40 %.

1. Les pentes

Les résultats obtenus comme pentes moyennes et pentes maxima (sur 5 m au moins) dans les divers types de roches sont résumés dans le tableau I ci-dessous.

L'étude confirme que, comme on doit s'y attendre, ces pentes sont nettement plus fortes dans les roches meubles ou faiblement cohérentes (sable, argile, craie) que dans les roches cohérentes (schistes, grès, calcaire). L'addition de bancs de grès, d'ailleurs tendres et épars, dans les sables suffit à augmenter nettement les pentes. Celles-ci, par ailleurs, sont plus fortes dans grès et calcaires que dans les schistes, plus faibles dans sables et argiles que dans les craies.

---

(1) Dont on trouvera un compte rendu plus détaillé dans [3].

(2) Une influence nulle est pratiquement introuvable en Belgique. Pour la facilité du lever, il a fallu éviter les régions boisées. Chemins et rideaux dus à l'homme n'ont pu être entièrement évités, mais leurs effets sur la pente ont été autant que possible éliminés.

Il est curieux de constater par contre que sables et argiles d'une part, calcaires et grès d'autre part, donnent des valeurs très semblables.

Tableau I

Type de substratum	N. de profils mesurés	Pentes moyennes		Pentes maxima	
		Valeurs extrêmes	Moyenne	Valeurs extrêmes	Moyenne
Argiles	37	2,5 à 8,3 %	5 %	5,2 à 13,2 %	8,6 %
Sables sous manteau de limon	22	2,5 à 6,3 %	4,3 %	4,3 à 15,3 %	8,5 %
Sables avec bancs gréseux intercalés	11	5,1 à 20 %	4,3 %	14,2 à 39 %	27,5 %
Craies	9	3,9 à 7,8 %	5,3 %	7 à 13 %	9,7 %
Craies sous sables	7	3,4 à 5,7 %	4,9 %	6,1 à 12,8 %	9,7 %
Craies sous sables avec grès	14	3,5 à 23 %	9,8 %	9 à 66 %	27,4 %
Schistes	13	4,3 à 12 %	8,5 %	11,9 à 22 %	16 %
Grès	15	6,3 à 24,2 %	12,5 %	26 à 66 %	39 %
Calcaires	20	8,4 à 24,0 %	12 %	24 à 58 %	37 %
Roches meubles	75	2,5 à 8,3 %	4,8 %	4,3 à 15,3 %	8,8 %
Roches cohérentes .	48	4,3 à 24,2 %	11,4 %	11,9 à 66 %	31,9 %

Comme les argiles fluent plus aisément que les sables, on peut supposer qu'elles avaient des pentes plus faibles que ceux-ci lors de la dernière période froide du Quarternaire, sous l'action de la solifluction, mais que, dans la suite, il y a eu diminution des pentes sur les sables, où creep et ruissellement peuvent être plus actifs vus l'absence complète de ténacité de ce matériau.

L'égalité des pentes sur calcaires et grès pourrait s'expliquer comme suit: si les grès sont normalement plus résistants à l'érosion que les calcaires, au-dessus desquels ils forment généralement relief, par contre, le ruissellement est réduit sur les calcaires, vu la facile pénétration de l'eau, et les deux effets peuvent se compenser grossièrement, dans nos conditions d'observation, pour donner finalement des pentes analogues.

Nous ne faisons ici, évidemment, que de simples suggestions, d'autant plus que les relations observées devraient être vérifiées pour d'autres régions afin de voir si elles ont un caractère assez général.

Notons en passant que les *pentes maxima* ont surtout pour avantage de renforcer, en les confirmant complètement, les données fournies par les pentes moyennes, mais ont moins de signification que ces dernières, car elles ne représentent que la pente la plus forte rencontrée sur 5 m seulement; malgré les grandes précautions prises à ce sujet, certaines pourraient avoir été influencées par des influences anthropiques non décelées.

Les pentes des versants peuvent être influencées, mise à part la lithologie du substratum étudiée ci-dessus, par l'importance de la rivière qui coule à leur pied, et elles peuvent être fonction de la profondeur de la vallée, qui dépend elle-même de l'importance de la rivière. Aussi a-t-on étudié, pour les divers types de roche, la relation entre les pentes (moyennes et maxima) et d'une part, la superficie du bassin versant (auquel le débit et partant l'importance de la rivière est grossièrement proportionnel), d'autre part la profondeur de la vallée. On constate que

très généralement les pentes augmentent dans le même sens que ces deux facteurs, mais de façon variable selon les roches: seuls les profils formés en tout ou en partie de grès accusent une augmentation très nette; presque partout ailleurs, les pentes augmentent faiblement avec le bassin versant, plus nettement avec la profondeur de la vallée; mais, en fonction de la profondeur de la vallée, les pentes des schistes et des calcaires ne révèlent aucune tendance nette, tandis que celles des schistes paraissent même diminuer légèrement quand augmente le bassin versant. Notons que les vallées choisies sont peu importantes, et que la plupart sont au stade de jeunesse ou du début de la maturité. On n'est pas surpris dans ces conditions de l'augmentation des pentes observées: quand la rivière est importante (et la vallée profonde) son érosion verticale empêche les agents de transport en masse d'éroder assez vite le versant et donne à ce dernier des pentes plus fortes. Dans les schistes, l'érosion facile des versants a pu contrebalancer ce phénomène, tandis que les grès plus résistants l'ont au contraire accentué nettement, même s'ils se trouvent épars dans des roches plus tendres, qu'ils «arment» en quelque sorte.

2. Forme des versants

Le problème des formes se révèle plus complexe. Les mesures de pente, faites de 5 en 5 m, s'ordonnent naturellement, tout d'abord, en tronçons concaves, convexes et rectilignes. A côté de tronçons tout-à-fait rectilignes, nous avons distingué des tronçons subrectilignes, dont les diverses mesures diffèrent entre elles d'une quantité inférieure aux maxima de précision donnés plus haut (1).

Notons en passant que de tels *tronçons rectilignes* ou subrectilignes apparaissent sur tous les types de roches. Mais, s'ils existent dans presque tous les profils sur craie (90 %), et dans la plupart (60 %) des profils sur argiles et schistes, ils ne sont plus représentés que dans 40 % environ des profils sur sables et grès, et les profils sur calcaire n'en montrent plus que dans 20 % des cas. Ces tronçons peuvent apparaître à tout endroit du versant, et, de ce fait, il peut être hasardeux de vouloir interpréter leur répartition en fonction du substratum. Il est néanmoins remarquable qu'ils soient nettement plus fréquents dans les roches les plus sensibles à la cryergie (craie, argile, schiste): d'après J. TRICART [4] en effet, l'évolution des versants sous l'action de la cryoturbation conduit précisément à des pentes rectilignes.

On se rend aisément compte qu'il faut un minimum de 3 mesures successives pour constituer un tronçon concave ou convexe. Mais les tronçons distingués d'après les mesures faites sur le terrain sont en général nettement plus longs (moyenne: 6 mesures, soit 30 m): sauf exception, ils ne correspondent donc pas à des irrégularités fortuites.

Or, les versants mesurés comprennent en moyenne 5 à 6 tronçons différents. On voit de suite que très peu correspondent typiquement aux formes simples qu'offrent en exemple les traités et la plupart des études théoriques. Ainsi, la forme la plus typique, composée d'une *concavité basale* suivie d'une *convexité sommitale* se rencontre dans 10 % des cas seulement, et la forme dérivée, ou une *section médiane subrectiligne* s'intercale entre les deux parties précédentes, ne se rencontre que dans 5 % des cas.

(1) On observe encore, mais bien plus rarement, des sections en escalier, à ruptures de pentes rapprochées et alternativement de sens contraire, et quelques sections franchement irrégulières.

Tous les autres profils diffèrent plus ou moins des schémas types. La grosse majorité comporte une succession, souvent irrégulière, de tronçons concaves, convexes, et (sub)rectilignes. Assez fréquemment, deux ou même plusieurs tronçons successifs sont de même type; ils sont séparés alors par des ruptures de pente (knicks) plus ou moins nettes.

Quelques versants d'allure nettement complexe ont été étudiés plus en détail, à l'aide de profils complémentaires très rapprochés (distants de 5 en 5 m, parfois de 20 en 20 m). On a constaté que les sections de faible longueur (3—4 mesures) au moins varient assez rapidement dans le sens latéral, et notamment peuvent changer de forme ou même disparaître. Nous en concluons qu'elles sont dues à des phénomènes locaux (glissements élémentaires?) et qu'on peut les négliger en première approximation dans l'étude de l'évolution générale du versant.

Les tronçons plus importants pourraient à première vue résulter de légères différences lithologiques. Des causes plus générales, telles que variations dans l'érosion verticale de la rivière, ou changements climatiques au cours du creusement de la vallée, paraissent peu probables, car ces tronçons ne semblent pas, eux non plus, accuser une grande continuité.

Aussi nous a-t-il paru permis d'extraire, parmi les profils complexes, ceux qui possèdent une *forme d'ensemble* concave-convexe, ou concave-rectiligne-convexe, afin de les joindre aux formes typiques correspondantes (1).

Les versants restants, que nous appellerons *typiquement complexes*, constituent encore, malgré tout, 50 % environ du total. Aussi les observations tirées de l'analyse des formes doivent-elles être interprétées avec beaucoup de prudence.

Il semble que le type concave-rectiligne-convexe est surtout l'apanage des versants en roches meubles (39 % de ceux-ci, contre 13 % au type concave-convexe), et en particulier des argiles (29 %), tandis que le type concave-convexe l'emporte chez les versants en roches cohérentes (36 % de ceux-ci, contre 11 % au type concave-rectiligne-convexe), et en particulier dans les calcaires (20 %). On peut y voir un indice que la section rectiligne médiane correspond à un état d'équilibre, plus rapidement atteint dans les roches meubles que dans les roches cohérentes, et surtout dans des roches meubles imperméables et glissant aisément (argiles), où les agents de transport en masse ont le plus d'effet, tandis que dans des roches dures et perméables (calcaires), où l'effet de l'eau ruisselante et infiltrée est réduit au maximum, le retard est au contraire maximum.

Délaissant l'étude difficile des profils complets, on peut aussi considérer simplement le bas et le haut du versant, et examiner les formes qu'ils offrent.

Pour le haut, il n'y a guère de problème: une *convexité sommitale* s'observe pratiquement partout. C'est néanmoins dans les grès et les sables avec bancs gréseux qu'elle est le mieux développée. Quelques profils dans les grès sont même entièrement convexes (parfois cependant en plusieurs convexités successives).

La *concavité basale* est très bien représentée dans calcaires (100 % des cas, mais souvent à concavité complexe), craies et argiles (85 à 90 %) et aussi dans les schistes (env. 75 %). Par contre, dans les sables et grès, la proportion descend à 50 % environ).

La présence constante d'une concavité basale dans les roches calcareuses est certainement un argument contre la théorie [1] qui attribue cette section du ver-

(1) Les critères utilisés pour opérer sélection sont détaillés dans [3].

sant au ruissellement concentré. Par contre, sa moindre fréquence dans les roches siliceuses, au contraire des roches calcareuses et argileuses, pourrait peut-être résulter de l'action plus difficile de la cryergie dans les premières, si l'on admet que les pentes concaves de nos régions sont dues surtout à cette action. Une augmentation de l'imperméabilité et de la mobilité de la couverture, effets invoqués par P. BIROT [2] et aussi en partie par H. BAULIG [1] en faveur de la concavité basale, ne semble pas s'appliquer ici, car si les roches argileuses fournissent le manteau de débris le moins perméable, ce sont les roches siliceuses et non les calcareuses qui donnent la couverture la plus mobile.

Notons enfin pour terminer que la forme concave-subrectiligne-convexe (largo sensu) est aussi fréquente que la forme simplement concave-convexe et que, par consequent, elle ne peut être passée sous silence dans une étude générale, comme on le fait parfois.

Bibliographie

1. BAULIG, H., 1940: Le profil d'équilibre des versants. Ann. de Géogr., 49e ann., pp. 81—97.
2. BIROT, P., 1949: Essai sur quelques problèmes de Morphologie générale. 176 p. Lisbonne 1949, voir pp. 29—38.
3. FOURNEAU, R., 1960: Contribution à l'étude des versants dans le Sud de la Moyenne Belgique et le Nord de l'Entre-Sambre-et-Meuse. Ann. Soc. Géolog. Belgique, Liège, t. 84, 1960—1961 (à paraître).
4. TRICART, J.: Cours de Géomorphologie, 2e partie: Géomorphologie climatique. Fasc. I: Le modelé des pays froids. 1° Le modelé périglaciaire. Centre de Documentation Universitaire, Paris, 270 p. Voir pp. 196—201.

Relations entre pentes des couches et pentes des versants dans le Condroz (Belgique)

Par

P. Macar & J. Lambert, Liège

Le but de cette recherche, effectuée par le second auteur sous la direction du premier, était de mettre en lumière, dans une région régulièrement plissée et à substratum assez simple, l'influence de la structure tectonique sur les versants des vallées. Il s'agissait surtout de voir si l'inclinaison des couches, tantôt de même sens que celle des versants (appelés alors *conformes)*, tantôt de sens inverse (versants *inverses)* exerçait vraiment de ce fait une action sur les pentes de ces derniers, — comme le fait prévoir la théorie (1), — et quelle est l'importance de cet effet.

Le Condroz, région choisie pour cette recherche, présente une succession de plis synclinaux et anticlinaux à peu près droits et du même ordre de grandeur. Ils provoquent alternativement l'affleurement de calcaires qui apparaissent dans les synclinaux et forment dépression, et de bancs essentiellement gréseux, à grain fin et légèrement micacés (psammites), qui correspondent aux anticlinaux et sont en relief.

Des mesures de pente, prises tous les 5 m suivant une série de profils, furent effectuées dans les affluents longitudinaux des deux principales rivières condrusiennes, le Hoyoux et le Samson. Les techniques de mesure furent essentiellement celles adoptées par R. Fourneau dans la région de Charleroi (2), afin de faciliter la comparaison des résultats.

Les profils mesurés ne purent être très nombreux, car ils exigeaient de bons affleurements au voisinage, afin d'être sûr de l'allure des couches. Ils furent plus abondants dans les calcaires, car les affluents, surtout subséquents, coulent de préférence dans ces roches. Ceci a permis de grouper, pour les calcaires, les pro-

(1) Voir, par exemple: P. Macar. Principes de Géomorphologie normale, Vaillant-Carmanne, Liège, 1946, p. 130.

(2) P. Macar & R. Fourneau. Relations entre pentes des versants et nature des terrains. Ce volume, p. 124.

fils en trois catégories, d'après la plus ou moins forte inclinaison des couches, et de voir si ce facteur exerce aussi une influence.

Le tableau ci-dessous résume les principaux résultats obtenus:

Nature du substratum	Inclinaison des couches	Disposition des versants	Nombre mesurés de profils	Pente moyenne de chaque profil		Pente maxima de chaque profil	
				valeurs extrêmes	moyenne	valeurs extrêmes	moyenne
calcaires	30 à 50°	conformes	5	4,3—10,3 %	7,4	9—23 %	16,4
		inverses	7	4,6—11,2 %	8,4	12,5—26 %	20,1
	50 à 65°	conformes	6	5,4—11,6 %	8	15—46 %	30
		inverses	8	6,6—11,5 %	9,2	17—47,5 %	26
	65 à 80°	conformes	5	6 —11,6 %	8,6	12—46,5 %	24
		inverses	7	7,5—12,5 %	9	16—26,5 %	22,7
psammites	50 à 65°	conformes	12	7 —19,5 %	9,9	20—35 %	24,8
		inverses	3	9,5—15 %	11,8	22—39 %	30,9
calcaires surmontés de psammites	non différenciée	conformes	16	4,4—19,5 %	9,3	8—47 %	22
		inverses	5	6 —10 %	8,5	21—35 %	25

On constate que les pentes moyennes des versants conformes sont généralement inférieures à celles des versants inverses et ce, qu'il s'agisse de calcaires ou de psammites. Le dernier groupe — calcaires surmontés de psammites — fait seul exception. D'autre part, les pentes moyennes des versants augmentent en gros (1 exception) en même temps que la pente des couches du substratum. L'accroissement est plus rapide pour les versants conformes. Si l'on calcule un indice d'asymétrie moyen, en divisant la moyenne des pentes conformes par la moyenne des pentes inverses, on constate que, quand l'inclinaison des bancs augmente, cet indice se rapproche de l'unité. C'est évidemment la valeur qu'il doit atteindre en théorie lorsque les couches deviennent verticales, puisqu'alors elles ne peuvent plus exercer d'effet différentiel. La variation de l'indice d'asymétrie confirme donc que le sens de l'inclinaison des couches exerce une influence sur la pente des versants bien que, comme le montre les résultats obtenus, cette influence soit légère.

Dans l'ensemble, la répartition des pentes maxima est la même que pour les pentes moyennes. Notons que ces pentes maxima ont moins de signification, car elles sont mesurées sur 5 m seulement, ce qui augmente les risques d'erreur accidentelle (pente d'origine anthropique, par exemple). Comme on pouvait s'y attendre, elles varient entre des limites bien plus grandes que les pentes moyennes.

On a recherché, comme dans le travail de FOURNEAU cité ci-dessus, s'il existait une relation entre les pentes moyennes et maxima des versants, d'une part, et l'importance du cours d'eau — mesurée par la superficie du bassin versant en amont —, comme la profondeur de la vallée, d'autre part. Cette recherche fut faite

à l'aide d'une formule donnant un coefficient de corrélation (3). Mais les coefficients obtenus se sont révélés assez souvent faibles; et dans quelques cas aucune corrélation n'apparaît. Dans l'ensemble toutefois, on peut dire que les résultats sont conformes à ceux obtenus par FOURNEAU, et indiquent que pentes moyennes et maxima, inverses ou conformes, ont tendance à augmenter nettement avec la profondeur de la vallée, et aussi, mais très peu, avec l'importance du cours d'eau. La seule exception notable, celle des vallées à versants calcaires très redressés (65 à 80° de pente), dont les pentes paraissent assez nettement *diminuer* au contraire avec la profondeur de la vallée, semble s'expliquer si on constate que les cas mesurés sont pris dans des vallées plus profondes que les autres, et qui ont chance d'être plus près du stade de maturité: il y aurait donc ici, conformément à la théorie, une diminution des pentes des versants attribuable au stade d'évolution de la rivière.

La forme des versants, également étudiée, a permis les observations suivantes:

D'une manière systématique, dans les calcaires (4), les versants inverses ont des formes plus simples que les versants conformes. Ceci nous paraît dû à ce que, dans les seconds, l'angle que fait la stratification avec le terrain est toujours aigu, tandis qu'il est beaucoup plus proche d'un angle droit pour les premiers. Un même banc affleure donc sur une plus grande distance le long d'un profil conforme. Aussi, des différences de résistance entre bancs voisins peuvent-elles, de ce fait, y apparaître, ou y être plus marquées que dans un profil convexe.

La comparaison des profils sur calcaires et sur psammites montre que ces derniers sont généralement plus réguliers. Ceci pourrait s'expliquer par l'épaisseur plus faible des bancs de psammites, qui tend, comme dit ci-dessus, à masquer l'effet des différences lithologiques. Ou, encore, par une plus grande action, sur les calcaires, de la décomposition chimique, en général plus sélective que la désagrégattion mécanique prépondérante sur les psammites.

On constate également que dans les versants (calcaires ou psammitiques) de forme générale simple (convexo-concave), la concavité basale est deux fois plus développée dans les profils inverses que dans les profils conformes. Peut-être l'angle aigu entre joints de stratification et terrain dans les profils conformes permet-il une plus facile pénétration des eaux descendant la pente, diminuant ainsi l'action du creep (ou éventuellement du ruissellement) dans le façonnement de la concavité basale.

Par ailleurs, cette dernière est plus importante dans les psammites que dans les calcaires, ce qui s'explique cette fois par la moindre perméabilité des premiers.

Enfin, les versants s'étendant sur des calcaires surmontés de psammites sont plus longs et montrent souvent des allures plus complexes. Des allures d'ensemble subrectilignes sont fréquentes sur les versants conformes. Dans les versants in-

(3) $R = \frac{\Sigma (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\Sigma (x_i - \bar{x})^2 \cdot (y_i - \bar{y})^2}}$, permettant de juger d'une éventuelle corrélation entre les variables x et y (ici pentes moyenne et maxima, d'une part et superficie du bassin versant ou profondeur de vallée, d'autre part). Un R positif ou négatif indique respectivement que les variables comparées varient dans le même sens ou en sens contraire. La corrélation est d'autant plus marquée que R se rapproche de l'unité en valeur absolue (voir CH. P. PÉGUY. Eléments de statistique appliquée aux Sciences géographiques. Paris, Centre de documentation universitaire, 1957).

(4) Dans les psammites, le trop petit nombre (3) des versants inverses ne permet pas une comparaison pertinente, mais une tendance analogue se manifeste.

verses, un profil concave-subrectiligne-concave-convexe est prédominant, mais sa convexité sommitale se termine très généralement au contact calcaire-psammite, et l'allure de la partie supérieure du profil est donc conditionnée par la résistance plus grande des psammites à l'érosion.

Une comparaison avec les résultats des mesures de R. FOURNEAU dans la région de Charleroi montre des analogies certaines en ce qui concerne la forme générale des versants calcaires, et — comme déjà dit — de nettes similitudes dans les relations liant pentes moyennes et maxima des versants avec profondeur des vallées et superficie des bassins versants.

Pour les versants gréseux, les pentes sont également très semblables de part et d'autre, mais les allures diffèrent de manière sensible. C'est peut-être dû, en partie, à ce que les critères adoptés pour la classification des types de versants ne sont tout à fait les mêmes dans les deux travaux, ou encore à ce que les grès étudiés dans la région de Charleroi sont des grès typiques, différant sensiblement des psammites du Condroz.

Utilisation des cônes et des coulées volcaniques du Massif Central français pour évaluer le recul des versants cristallins

Par

P. Bout, M. Derruau, A. Fel, Clermont-Ferrand

avec 3 figures

Les coulées volcaniques du Massif Central français, qui ont fossilisé leur substratum constitué le plus souvent par des fonds de vallées, basses pentes comprises, permettent d'apprécier le recul des versants depuis l'époque de l'épanchement volcanique. On peut les grouper en trois périodes principales, qui sont autant de jalons dans l'histoire morphologique: le Mio-Pliocène, le Villafranchien, le Quaternaire proprement dit. Les volcans de la première de ces périodes ont en général perdu par érosion leur cône de scories: on ne peut utiliser que leurs coulées fossilisatrices; les volcans villafranchiens et quaternaires ont gardé à la fois leurs cônes et leurs coulées; on peut donc raisonner d'une part sur le recul des versants des vallées dont leurs coulées ont fossilisé le fond et d'autre part sur la vitesse d'érosion du cône, qui permet de comparer la vitesse du recul en territoire cristallin et dans une formation meuble comme les lits de lapilli.

Pour chacune des trois époques, il existe des coulées à la fois en territoire cristallin et en territoire marno-calcaire (Limagne, Bassin du Puy-en-Velay). On peut donc comparer la vitesse du recul des versants de vallée dans les roches cristallines et dans des roches sédimentaires peu résistantes. Il manque malheureusement des calcaires à la fois résistants et épais, dont la résistance à l'érosion de versant pourrait être comparée à celle des roches cristallines.

I. Utilisation des coulées mio-pliocènes

Les coulées mio-pliocènes ont toujours été inversées (sauf là où elles ont été recouvertes, comme dans le Cantal et les Monts-Dore, par de nouvelles accumulations volcaniques). Les versants des vallées dans lesquelles elles se sont épanchées ont donc été complètement détruits. Ce travail s'est accompli en un temps de l'ordre de 10 à 20 millions d'années et sous un climat en moyenne légèrement plus chaud que le climat actuel. En effet, on connaît par des flores comme celle de Joursac, qui est pontienne, les conditions climatiques de l'époque: la température moyenne devait être de 15° environ à l'altitude des bases de

coulées (1) et elle s'est ensuite légèrement refroidie au Pliocène, avec un épisode chaud et humide révélé par la flore des cinérites du Cantal.

L'érosion aréolaire qui s'est exercée depuis l'épanchement des coulées mio-pliocènes dépend trop de l'enfoncement des grandes vallées les plus proches pour qu'elle puisse nous renseigner sur la vitesse générale de l'ablation. En territoire cristallin elle a en effet été minime (abaissement jusqu'à 10 ou 20 m au-dessous du substratum des coulées) dans les régions éloignées des bassins, comme dans les pays de la Sioule moyenne ou sur le plateau de Montchamp (2), alors que l'abaissement peut atteindre plus de 100 m au voisinage de la Grande Limagne, et presque autant au-dessus du Bassin du Forez dans la région de Montbrison. Comme l'ablation ne dépasse jamais 400 m dans la Limagne, on pourrait être tenté de conclure que l'érosion aréolaire procède 3 ou 4 fois plus vite en territoire marno-calcaire qu'en territoire cristallin, ce qui serait inexact puisque l'ablation en Limagne comme toujours dans les roches peu résistantes, dépend directement du niveau auquel s'établit le collecteur principal, qui est ici l'Allier. La différence entre la rapidité de l'érosion dans les deux types de territoire est, en fait, beaucoup plus grande, comme on le verra par l'étude des coulées villafranchiennes.

D'autre part, on manque souvent d'argument certain pour préciser à l'intérieur du Néogène, l'âge exact d'une coulée. Les cartes géologiques détaillées de Clermont et de Brioude ne fournissent pas toujours des indications sûres.

II. Utilisation des cônes et des coulées villafranchiens

Les cônes et les coulées villafranchiens, bien datés par des faunes et des flores, sont nombreux dans le Velay entre les cours de la Loire et de l'Allier. Il s'agit d'un Villafranchien assez récent parce que, dans la vallée de l'Allier, les coulées descendent jusqu'au niveau du cours actuel, à quelques dizaines de mètres au-dessous du niveau d'un remblaiement villafranchien plus ancien (3). On peut évaluer leur âge à un petit million d'années.

On peut raisonner d'une part sur les cônes, d'autre part sur les versants des vallées fossilisées par les coulées. Les cônes n'ont pas été complètement détruits, malgré leur nature meuble. Il est difficile d'apprécier le volume total enlevé sur chacun d'eux, car on ne peut fixer l'emplacement primitif de la circonférence de la base du cône, mais on peut raisonner, sinon sur le recul, du moins sur l'adoucissement du versant. Un versant originel de cône strombolien est un talus d'éboulis de lapilli et de bombes: sa pente est un peu supérieure à 30°. La pente des cônes villafranchiens du Velay est aujourd'hui variable, et ces variations ne peuvent être étudiées par une méthode statistique qui mettrait en rapport pente et orientation, car les déclivités les plus fortes ont des causes anormales. Elles sont dues parfois à la proximité d'une vallée ou d'une tête de vallée qui a surexcité l'érosion. D'autres fois, au centre du cône, la brèche de cheminée a été mise à nu et il ne reste plus que quelques scories dans l'angle qu'elle fait avec le substratum.

---

(1) P. MARTY, Flore Miocène de Joursac (Cantal), Paris, Baillière, 1903, 92 p., p. 88.

(2) L. GACHON, Les Limagnes du Sud et leurs bordures montagneuses, Tours, 1939, 474 p., p. 57.

(3) Nombreux travaux de P. BOUT, notamment: Nouveaux affleurements de sables à Mastodontes en Haute-Loire, dans la vallée de l'Allier, C. R. somm. Soc. Géol. Fr., 1958, séance du 28 avril, p. 174—176.

Le cône est en train de devenir un neck et le raidissement de la pente ne peut donc pas s'interpréter comme un indice de jeunesse: on est au contraire au stade final de l'ablation. Si on exclut cependant les déclivités anormalement fortes, on est en présence de versants réglés dont la pente est comprise entre 11 et 16°. Le manteau de débris qui recouvre le versant masque d'ailleurs une structure compliquée qui prouve que l'érosion s'est effectuée au début par des processus de basculement volcano-tectonique ou de tectonique de gravité et que la vitesse d'ablation n'a donc pas varié régulièrement au cours du million d'années écoulé même si on néglige le rôle des changements de climat. Sur ces changements climatiques, aucun affleurement sur les flancs des cônes ne sous a fourni de repère utilisable contrairement à notre attente.

Les coulées villafranchiennes, d'autre part, servent de repère puisqu'elles ont moulé un fond de vallée et des bas de versants à partir desquels on peut restituer la position du versant contemporain de l'épanchement. Si le versant actuel, au-dessus de la coulée, se trouve en retrait par rapport au versant villafranchien restitué, c'est qu'il a reculé (4). Ce recul peut être apprécié en quelques points, mais avec des résultats divers.

En effet, nous avons d'abord fait l'observation suivante. A Vergeat, près de St-Arcons, dans la vallée de l'Allier en amont de Langeac, le versant actuel qui a évolué en dehors de toute fossilisation par la lave est en retrait de 300 m environ par rapport à la base du versant villafranchien fossilisé. Le recul est donc de 300 m et il a donné un versant réglé.

Nous pensons aujourd'hui que le chiffre de 300 m est un maximum dû à des circonstances particulières, et qu'il a pu s'effectuer dans des roches broyées par faille, ou encore que ce que nous avons pris pour un indice de recul post-villafranchien est en fait peut-être un replat pré-villafranchien: la lave peut n'avoir occupé qu'une gorge emboîtée dans une vallée plus large.

Deux arguments justifient cette interprétation: (Fig. 1 et 1 bis)

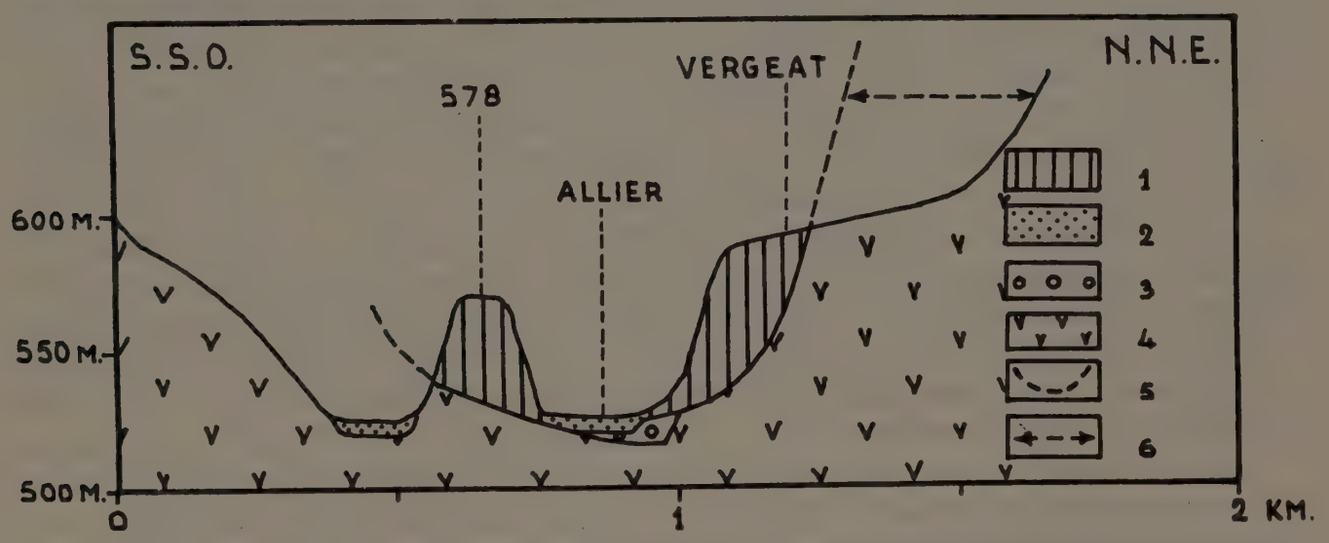

Fig. 1. Raisonnement appliqué à la situation du versant de la vallée de l'Allier à Vergeat
1 Basalte villafranchien – 2 Alluvions récentes – 3 Alluvions villafranchiennes hypothétiques 4 Substratum d'embréchite – 5 Talweg villafranchien – 6 Appréciation du recul du versant depuis le Villafranchien.

(4) A condition, bien entendu, que la coulée ait moulé le bas du versant; si elle n'occupait pas tout le fond et laissait un espace entre elle et le versant, il faudrait tenir compte de cet espace.

1) Entre St-Arcons et Langogne, c'est-à-dire dans la vallée de l'Allier en amont du point où a été faite l'observation précédente, de nombreuses coulées villafranchiennes ont tantôt moulé des ravins affluents, tantôt cascadé sur les

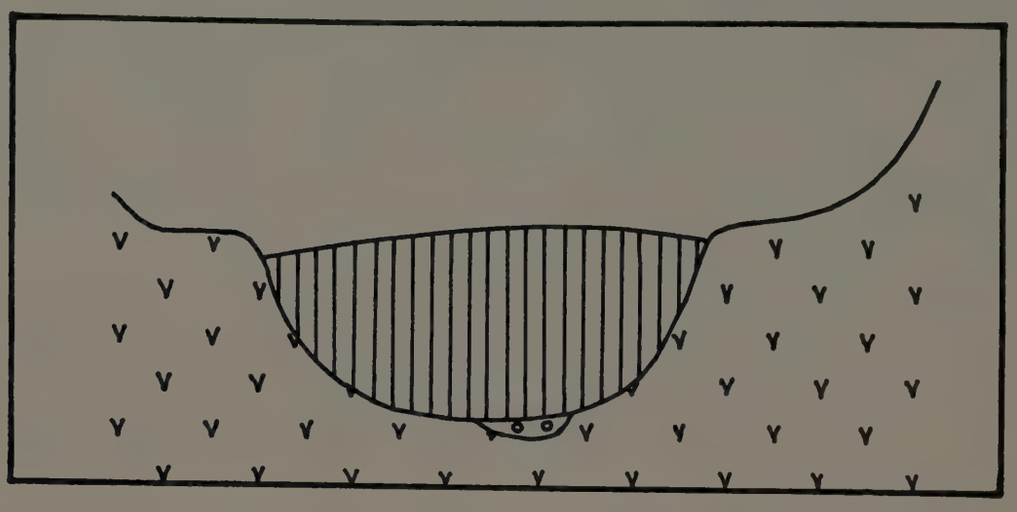

Fig. 1 bis. Profil villafranchien au même endroit dans l'hypothèse d'une vallée prébasaltique polycyclique. Le recul du versant est pratiquement nul . . .
Même échelle et même légende que la fig. 1

flancs de la vallée, qui est dans ce secteur une gorge profonde (On peut facilement l'observer en suivant la voie ferrée Clermont-Nîmes, qui l'emprunte). Le flanc de la vallée n'a pas été entièrement recouvert par les coulées cascadantes; celles-ci ont dévalé du plateau de Devez, et en accélérant sur le flanc de la gorge, elles ont vu se réduire leur section de sorte qu'on peut affirmer que de grandes parties du versant ont évolué constamment à l'air libre depuis le Villafranchien.

Il semble, par ailleurs, (tout au moins d'après des observations encore incomplètes) que ces coulées n'ont pas été mises en place dans un creux relatif du versant (d'où elles auraient été ensuite mises en saillie par inversion de relief), mais sur une surface réglée uniforme différant peu de celle du versant actuel.

Dans ces conditions, le recul des versants paraît minime. Il n'a pas dépassé quelques mètres; qu'une coulée l'ait fossilisée ou non, la pente est à peu près intacte. La gorge est restée une gorge.

2) En aval, entre Langeac et Vieille-Brioude, la vallée de l'Allier offre un profil en travers spectaculaire: la rivière coule dans une gorge que dominent des élargissements en replat, à une altitude relative variant entre 28 et 33 m, remarquablement constants. Dans le langage paysan ces replats sont appelés «les plages». On les trouve aussi bien dans les secteurs qui ont reçu des coulées que dans les secteurs qui en sont indemnes.

Or ces plages sont prévillafranchiennes, de même que l'incision jusqu'au niveau actuel de la rivière. En effet, en certains points comme à Chilhac, une coulée villafranchienne parvient jusqu'au niveau actuel de l'Allier. Si le recul des versants avait été de 300 m, l'incision au-dessous des replats se serait élargie. Elle aurait au moins 600 m même si on néglige le rôle du processus de sapement latéral par l'Allier. Or là encore, la gorge est restée gorge. Le recul du versant, en l'absence de sapement par la rivière, n'a pas dépassé quelques mètres depuis le Villafranchien.

On pouvait d'ailleurs se douter de cette médiocrité de l'érosion de versant en territoire cristallin. Si le recul avait été de 300 m dans cette roche résistante, il aurait été beaucoup plus grand sur les flancs des cônes, formés de matériaux meubles. Or bien qu'on ne puisse pas apprécier de façon sûre l'ablation des cônes vellaves, on peut cependant risquer l'hypothèse d'un ordre de grandeur de la centaine de mètres.

Quant à l'évolution des versants depuis le Villafranchien dans les marno-calcaires de Limagne, un repère peut l'indiquer. A Monton, à une douzaine de Km. au Sud de Clermont, un témoin de conglomérat andésitique villafranchien issu des Monts Dore a été inversé par l'érosion et domine la topographie de la plaine qui a été par conséquent abaissée dans son ensemble d'une centaine de mètres. Mais il s'agit vraisemblablement d'un Villafranchien plus ancien que celui des coulées et des cônes vellaves. L'érosion postérieure au Villafranchien récent a donc été moins efficace que la position du lambeau de Monton ne semble l'indiquer. Cependant elle a bien exercé une action sensible sur l'ensemble de la topographie de la Limagne.

De même, dans le Bassin du Puy, il y a des coulées villafranchiennes inversées.

En conclusion, il faut admettre que depuis la période finale du Villafranchien, les versants cristallins n'ont reculé, sauf circonstance exceptionnelle, que de quelques mètres, les versants des cônes de scories, de quelques petites centaines de mètres, avec un abaissement prononcé de leur pente; quand aux versants marno-calcaires, ils ont eu le temps de subir une destruction totale, encore que l'abaissement aréolaire de la Limagne ne puisse être apprécié de façon rigoureuse.

III. Utilisation des cônes et des coulées quaternaires

Les cônes quaternaires sont surtout nombreux dans la chaîne des Puys. Ils appartiennent vraisemblablement à des époques différentes car leurs formes sont plus ou moins émoussées d'un volcan à l'autre. Les plus frais ont encore un cratère bien constitué (puy des Goules, puy de Pariou), les plus émoussés ont perdu toute trace de leur cratère, qui ne se traduit que par un vague aplatissement altérant la convexité de leur sommet (puy de Manson coté 1134 sur la carte au 80 000e). Quand le cratère est égueulé, il est plus difficile de savoir à quel degré de fraîcheur on a affaire (puys de La Vache et de Lassolas).

Contrairement à l'opinion qui prévalait jusqu'à ces derniers mois, et qui admettait que les cônes les plus récents étaient würmiens ou interglaciaires riss-würm, on sait aujourd'hui qu'ils sont postglaciaires. Une datation au radiocarbone assigne à la coulée des puys de la Vache et de Lassolas un âge de 7700 ans et à celle du puy de Pariou un âge qui ne peut être supérieur à 8600 ans (5). En revanche, en l'absence d'une datation précise il faut attribuer un âge beaucoup plus grand aux puys très émoussés (50 000 ou 100 000 ans?).

L'érosion de versant procède assez vite sur les cônes. Même le Pariou a une pente nettement inférieure au talus d'équilibre des matériaux: elle ne dépasse pas 26 degrés au raidissement maximum du versant Sud. Une des pentes du puy de

(5) H. Pelletier, A. Rudel, Age d'une coulée du Puy de la Vache, C. R. A. Sc., **249**, 1959, p. 2221—2222. A. Rudel, Communication a la Société d'Histoire naturelle d'Auvergne, séance de décembre 1959.

la Vache atteint cependant 32°. Il s'agit de versants réglés, convexes en haut concaves en bas. Mais des plaies d'érosion entaillent la bruyère qui s'est substituée, depuis le défrichement, à la couverture forestière naturelle. Si on fait abstraction de ces retouches anthropiques, on peut comparer les pentes des talus d'équilibre des cônes de scories actifs, supérieures à 30°, celles des puys quaternaires, en général sensiblement inférieures à ce chiffre, et celles des cônes villafranchiens du Velay, comprises entre 11 et 16°.

En ce qui concerne les coulées quaternaires, en les utilisant comme les coulées villafranchiennes, on note que le recul du versant dont elles ont fossilisé la base est insignifiant. Il peut se produire trois cas. Ou bien la coulée n'a pas empli toute la largeur de la vallée dans laquelle elle s'est épanchée, ou bien elle colle au versant, ou bien elle a été recouverte par des dépôts de pente postérieurs à l'épanchement. Le premier cas est très fréquent. On l'observe dans la plupart des vallées qui descendent du pays des Dômes vers la Limagne, par exemple dans la vallée de la Veyre (coulée des puys de la Vache et de Lassolas) où l'un de ces élargissements a formé l'étang de la Cassière, dans la vallée de l'Auzon, dans celle de Volvic. L'espace entre la coulée et le versant cristallin tend à se combler de dépôts meubles, de la dimension des sables mais comprenant aussi des débris terreux. On pourrait évaluer le volume des dépôts accumulés et le diviser par la surface du versant nourricier pour obtenir l'épaisseur moyenne de l'ablation sur ce versant. L'épaisseur de l'accumulation est de l'ordre de 2 m, sur une surface de fond bien inférieure à celle du versant fournisseur: ce versant n'a donc été écorcé que de quelques décimètres, et vraisemblablement en partie au moins par une érosion anthropique. Dans le second cas (coulée collant au versant) on peut aussi affirmer que le recul du versant a été faible mais il est difficile de l'apprécier car la pente du versant, au-dessus de la coulée, peut s'être atténuée légèrement sans qu'on puisse savoir de combien. C'est le cas an calvaire de Volvic. Enfin le troisième cas est représent au-dessus de l'entrepôt des eaux de de Volvic. Malheureusement, la coulée n'a pas été datée de façon précise. Elle a été recouverte par des dépôts de pente issus du versant la dominant: comme dans le premier cas, l'érosion s'est donc bornée à râcler le versant cristallin des débris meubles qui le revêtaient (Fig. 2).

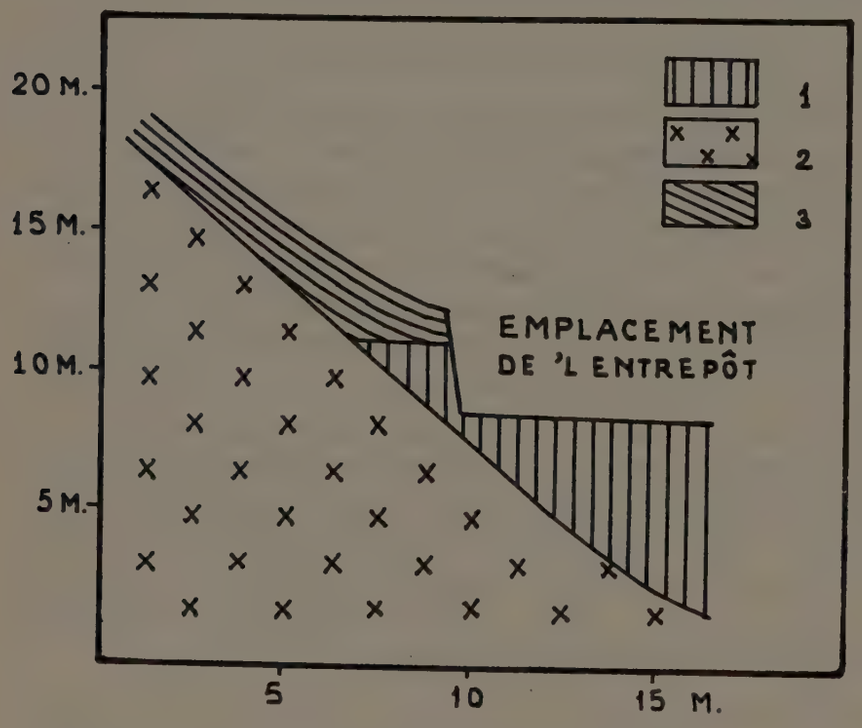

Fig. 2. Coupe à l'entrepôt des eaux de Volvic
1 Basalte pleistocène moyen ou supérieur
2 Substratum granitique 3 Dépôt de pente

Conclusions

1) Sous les climats quaternaires et pliocènes du Massif Central français, un versant cristallin évolue beaucoup moins vite qu'un versant taillé dans des marno-calcaires oligocènes et dans des lapilli. Depuis le Villafranchien, les versants cristallins n'ont reculé que de quelques mètres mais les cônes de scories ont été sérieusement émoussés et réduits, les marno-calcaires de Limagne ont subi un abaissement aréolaire d'une centaine de mètres, qui comporte la destruction complète des versants villafranchiens. Mais il s'agit là d'un Villafranchien un peu plus ancien que celui des cônes et des coulées du Velay.

2) Seule la durée, et le climat tiède, du Pliocène et du Pontien ont permis en territoire cristallin une érosion aréolaire avec destruction des versants et inversion du relief volcanique. Mais depuis la fin du Villafranchien, l'érosion n'a pas réalisé un travail d'aplanissement. Sous les climats de l'Europe occidentale, la réalité de surfaces d'érosion villafranchiennes est donc plus que douteuse.

Monographie d'une paroi de sablière, 1935—1959

Par

Y. Guillien, Paris

avec 4 figures

La sablière de Vindelle (1), que J. Welsch visita vers 1910, est aujourd'hui à peu près épuisée: sur 250 mètres désormais on devine la rectiligne falaise de méandre que masquait naguère la masse détritique. Celle-ci a été emportée par secteurs successifs et indépendants: pour chacun d'entre eux, l'excavation est poussée parallèlement aux lignes de plus grande pente du dépôt et vers la racine de celui-ci: la paroi amont, verticale, qualifiée de tail par les ouvriers se rapproche donc toujours plus du versant fossile qu'elle finit par recouper. Dès lors le tail livré aux seules actions météoriques se transforme en un talus progressivement stabilisé, tandis qu'est attaqué un autre secteur.

C'est à l'un des tails de la sablière de Vindelle — il fut abandonné vers 1935 et sera désigné par la lettre B, c'est à l'évolution du talus issu de ce tail qu'est consacré le travail qu'on va lire. Il faut souligner dès l'abord les dimensions de cet élément de versant: une largeur de 25 m, en 1954 une dénivellation de 17 mètres entre le plancher de la carrière et la crête du talus, à cette date une longueur moyenne de 30 mètres pour les lignes de plus grande pente. Plutôt qu'à des formes minuscules c'est donc à des processus qu'on a voulu s'attacher, à la chronologie des associations de processus qui l'une après l'autre modelèrent le talus (2).

I. Le tail et sa dégradation commençante 1935—1937

A) La grèze

Le sable à peu près uniforme qu'ont fourni les coupes de Vindelle est assez

(1) Sur la rive droite de la Charente, à 7 km au Nord d'Angouléme. — cf. Rev. Geogr. des Pyr. et du Sud-Ouest, XXII, 1951, pp. 154—162; et Bull. Soc. Géol. Fr., 1953, pp. 713—721.

(2) Il faut indiquer aussi que la sablière de Vindelle n'a pas été vue en 1938 et 1939, en 1944 et 1945; et que de 1935 à 1946 elle n'a été vue qu'en été, sauf exception.
Les données metéorologiques utilisées ci-dessous sont elles de la station de Bel-Air, située à 9 km de Vindelle.

argileux parce que moins lavé que celui d'autres dépôts analogues et parce qu'issu des calcaires kimméridgiens: mais c'est un sable.

Par ce mot la langue rurale désignait un matériau meuble qui fut propre à constituer la masse principale d'un mortier. La caractéristique essentielle du sable était la valeur du diamètre efficace: que l'on put obtenir par apport d'eau une plasticité suffisante; au mortier on ne demandait en effet que de remplir un rôle de joint, non pas de présenter une grande résistance à la traction. Les sables gras n'étaient donc pas nécessairement rebutés, s'ils étaient modérément gras; on dira même que les sables les plus communément recherchés ont été, bien longtemps, ceux-là précisément qui n'exigeaient pas l'adjonction d'une grande quantité de liant, c'est à dire de chaux grasse, ceux qui permettaient de ne pas construire toujours «à chaux et à sable». Autour de Ruffec (Charente) ou de Saint-Mihiel (Meuse) d'innombrables «sablières» signalent autant de dépôts de pente, dont chacun évoque un régime de gels-dégels répétés en milieu humide: on est là en «pays de sables» et les pays de sables par excellence étaient donc les pays de calcaires marneux. A Montbard aussi, Buffon notait que les maçons «donnent le nom de sables à des graviers calcaires», «j'entends toujours le sable vitrifiable» ajoutait-il.

Pour désigner commodément les sables nés de la cryergie pléistocène et accumulés en dépôts de pente plus ou moins lités, j'ai proposé les mots: grèze, grèzeux qui sont communément employés au confluent de la Charente et de la Tardoire. La sablière de Vindelle est donc une grèzière; elle est ouverte dans une grèze litée typique, c'est à dire dans un dépôt grèzeux où sur une verticale alternent lits maigres, pauvres en fins ($<$ 0,5 mm) et lits gras, riches en fins, notamment en argile; car la différenciation des lits ne tient pas, en règle ordinaire, au diamètre maximum des éléments grossiers: dans l'un et l'autre cas ce diamètre se situe, à Vindelle, autour de 25 mm.

B) La stabilité du tail

Un tail qu'on ouvre dans la grèze en place n'est pas menacé de rupture; de cette propriété du dépôt grèzeux découle le mode d'exploitation traditionnel: on abat des tranches successives parallèles, verticales, étroites (quelques mètres au plus) en partant pour chacune d'elles de la surface du sol. Le tail B de Vindelle mesurait une douzaine de mètres de hauteur quand il fut abandonné entre 1932 et 1935; à sa base on devinait sur quelques mètres un éboulis issu de la falaise morte. Ce tail était encadré par les secteurs A et C; au Nord-Est le talus A constituait la cicatrice d'exploitations anciennes, il était dès lors stabilisé en presque tous ses points; au Sud-Ouest les tails B-C et C, respectivement perpendiculaire et parallèle au tail B, avaient cessé d'être exploités à la même date que le tail B. Projeté à une dizaine de mètres en avant des crêtes B et C qui lui étaient parallèles, le tail B proposait plus que d'autres «un problème de stabilité», au sens de la Mécanique des sols.

Des deux facteurs qui dans l'hypothèse de Coulomb déterminent la résistance au cisaillement ($r = c + p \operatorname{tg} \varphi$), le premier, c, est bien connu des ouvriers qui pour ruiner la *cohésion* font fréquemment appel à la barre à mines. La cohésion des grèzes litées tient pour une faible part à l'eau de contact, s'agissant de sables et de gravillons; elle tient surtout à l'action prolongée de l'eau de percolation.

Celle-ci apporte d'une part les particules argileuses qui floculent sous l'action des ions calcaires, d'autre part des particules calcaires qui sont l'objet d'une carbonation au contact de l'eau et de l'air: car dans la masse détritique en place le volume des vides est considérable, la compacité moyenne des grèzes litées ne doit pas dépasser 60 %. Des dépôts, qui ont ainsi consolidé la grèze en place, la trame légère est souvent visible, elle prend même la forme d'encroûtements qui sont fréquents à la partie inférieure des gros grains.

Quant à *l'angle de frottement interne* du matériau, on sait que sa valeur est à peu près égale à celle de l'angle de talus naturel, quand le matériau de ce talus s'est accumulé à l'état le moins tassé: on aura l'ordre de grandeur de φ en mesurant la pente des talus qui se constituent au pied des tails. Or le chiffre obtenu est remarquablement élevé, en moyenne 40°. On expliquera cette valeur de φ par les caractéristiques du matériau qu'élabore la cryergie: présence de gros éléments qui donnent lieu à des effets de voûte, à la constitution d'une sorte d'armature indépendante des grains fins; forme plate et allongée des grains grossiers et moyens;

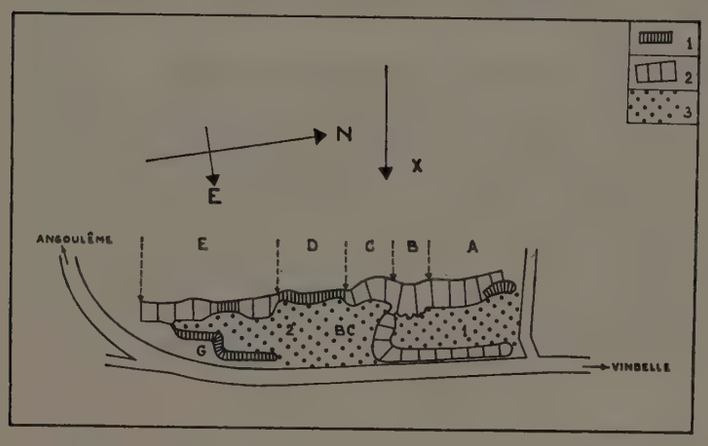

Fig. 1. Plan de la grèzière de Vindelle, 1949. D'après une photographie due au centre d'essais de Brétigny, et prise le 13–5–1949. N: Nord géographique. X: Plan de la coupe (fig. 2).
1: Plancher de la sablière basse, dite de la Commune.
2: Plancher de la sablière haute, ou sablière Vincent.
A, B, . . . G: Secteurs de la sablière; la crête de la falaise morte passe á une dizaine de m à l'Est des cretes A, B, C, D, E.
1 Tails en exploration
2 Talus
3 Plancher des sablières

état rugueux des surfaces. Encore cette valeur de φ est-elle un minimum, car φ varie en sens inverse de l'indice des vides. Le degré d'enchevêtrement des grains est la cause essentielle des variations du frottement interne et le frottement augmente quand augmente l'enchevêtrement. Lorsque la grèze litée s'humidifie en hiver, lorsque gonflent à la fois les éléments colloidaux et les masses sableuses, les particules sont appliquées plus fortement les unes contre les autres: parfois sur la surface du tail vertical elles ne peuvent plus être arrachées de leur position sans quelque effort; la stabilité du dépôt passe alors par un maximum, aussi longtemps du moins que n'apparait pas une circulation d'eau abondante et localisée, une concentration de lignes de courant qui préparerait une rupture.

On peut se demander si la stabilité de certaines grèzes litées n'est pas dûe pour une à la rigidité des lits gras, quand ceux-ci acquièrent une épaisseur et une consolidation suffisantes: les déformations plastiques qui ont affecté la surface du dépôt grèzeux, au cours de sa construction, semblent toujours avoir pris naissance dans les lits maigres et avoir été subies passivement par les lits gras. Mais inversement les grèzes les plus stables sont aussi les mieux lavées, les plus pauvres en fins parce que les frottements des gravillons n'y sont jamais facilités par une enveloppe plastique.

C) La dégradation corticale du tail

Exceptionnellement stable en tant que talus artificiel, le tail de grèze est aussi exceptionnellement sensible aux actions atmosphériques: celles-ci détruisent la cohésion sur une profondeur à peu près uniforme, et la paroi recule parallèlement à elle-même. Vers 1935 on «chargeait» tous les ans 10 ou 20 m³ de sable au pied du tail B, dont la surface perdait donc quelque 5 à 10 cm par hiver.

Cette désagrégation corticale est en rapport étroit avec la circulation de *l'eau* dans les vides des lits maigres, c'est à dire dans les plans de stratification: car l'eau ne percole que très lentement à travers les lits gras. Les parois autres que le tail sont toujours à peu près sèches et à ce titre n'évoluent guère; tel est le cas de la paroi G de Vindelle restée immuable depuis 20 ans: les lits gras y servent en quelque sorte de toit à la surface libre. Seul le tail proprement dit est assimilable à une couche verticale de drainage, à la «tranchée humide» des ingénieurs: en période très humide on voit l'eau sourdre goutte à goutte des lits maigres, parfois ruisseler en nappe sur toute la tranche des lits gras. Les grains lavés longuement peuvent s'y trouver à la merci d'une sollicitation très faible, la dessication suffira à provoquer des chutes multiples, un bruissement analogue à celui qui accompagne les dégels.

Si la grèze est un peu humide, le gel le plus léger de l'air, le rayonnement des grains font jaillir de courtes aiguilles de *glace* à la partie supérieure des lits

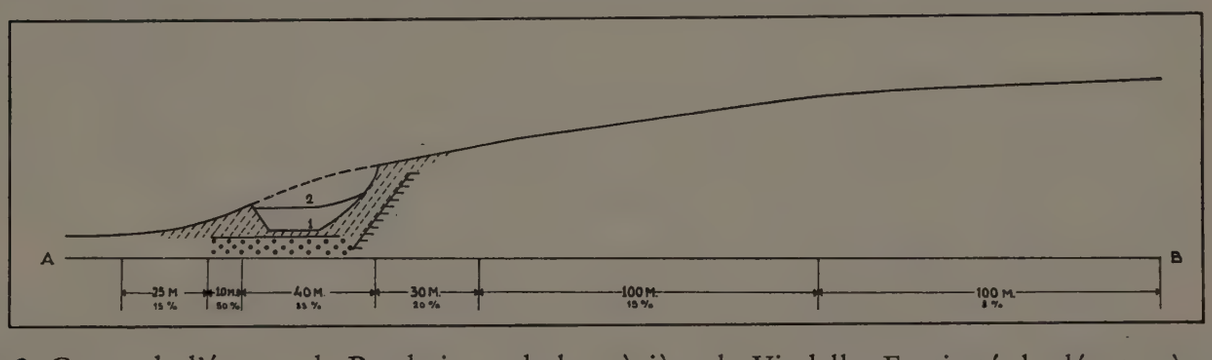

Fig. 2. Coupe de l'éperon de Peuchnin et de la grèzière de Vindelle. En tireté, le dépot grèzeux; en pointillé, terrasse quaternaire. La falaise morte tranche les formations jurassiques.
a–b: niveau actuel de la Charente, qui passe à 250 m de la sablière. 1 et 2: planchers de la sablière de la Commune et de la sablière Vincent, en 1949

gras, tandis qu'apparaissent ailleurs de petits noyaux de glace diffuse: les gravillons les plus extérieurs des lits maigres tomberont au cours de la matinée, les lits gras prendront un relief croissant qui souligne la stratification du dépôt. Que le gel pénètre à 1 ou 2 cm sous la surface du tail il déterminera la constitution d'une croûte continue, gorgée d'eau solide en avant de laquelle des aiguilles de glace s'allongent d'autant plus que le grain soulevé par elles est plus large: bientôt le gâteau de glace se décollera, se détachera par places: ainsi se trouveront exposés au gel de nouveaux éléments de surface dont la couleur sombre ou claire témoigne d'un afflux d'eau ininterrompu ou contraire d'une dessication, d'un drainage par le gel. Si maintenant le gel est brutal, et s'il affecte un milieu relativement sec, la désagrégation consécutive sera granulaire, «cela coule épais comme la main»; au contraire «s'il a plu beaucoup ou s'il gèle longtemps», des plaques de plusieurs m² tomberont au dégel: le 27 février 1956 à 10 h 30 l'une d'entre elles

s'écroula sur le secteur D de Vindelle, elle mesurait 38 cm d'épaisseur et quelque 20 m². En mars 1956 les ouvriers estimeront, avec quelque exagération peut-être, que les parois verticales des exploitations charentaises avaient en une semaine perdu souvent 50 cm d'épaisseur.

Il est clair que la désagrégation corticale déterminée par le gel s'explique par la *défloculation* autant, peut-être, que par l'expansion de la glace. Après un hiver marqué les eaux qui ruissellent sur les grèzes laissent là où elles s'infiltrent, et cela pendant des mois, un dépôt argileux épais parfois de plusieurs centimètres et très finement varvé; le ravinement des surfaces de grèze par les eaux courantes est à tout le moins facilité par le gel. Le lavage des matériaux de gélivation, au Pléistocène, l'amaigrissement des sables calcaires supposaient eux aussi la défloculation des particules argileuses.

II. L'érosion accélérée 1938—1947

A) La ruine du tail et le développement des rigoles 1938—1940.

A peu près intact en septembre 1937, le tail B avait disparu comme tel en août 1940: de cette évolution rapide on ne peut, à partir de témoignages imprécis, que tenter de reconnaitre les mécanismes généraux.

La grèze litée de Vindelle est plaquée sur l'extrêmité d'un éperon, dans l'axe de celui-ci; en amont des tails le bassin versant est long de 200 m à peine. Pourtant les eaux sauvages ruissellement fréquemment sur les coupes des secteurs C et D; par contre à la hauteur du secteur B elles s'infiltrent en amont de la crête du tail, elles alimentent à quelques mètres au dessous de celle-ci deux *plages humides* qui réapparaissent tous les hivers et parfois l'été; leur niveau commun est fonction d'un changement lithologique dans la série kimmeridgienne. Ces suintements amènent à subdiviser le secteur B en trois sous-secteurs, désignés du Nord-Est au Sud-Ouest par les trois lettres α, β, γ.

Les secteurs extrèmes, α, γ se trouvaient être à la fois les plus instables, les plus arrosés, et ceux qui recevaient les eaux d'infiltration: des éboulements limités s'y produisirent à mi-hauteur du tail en 1938—1939. Suivit en 1939—1940 un affaissement généralisé du tail B; limité dans les sous-secteurs α et β, il aurait dans le sous-secteur γ, porté sur 250 m³. Deux interprétations peuvent en être proposées qui ne sont pas exclusives l'une de l'autre: le cisaillement, les renards.

Le tail qui recoupe le socle d'une grèze litée montre entre la paroi calcaire et le dépôt sableux une zone de transition qui, en des circonstances exceptionnelles, peut constituer une zone d'instabilité. A la fin de mars 1958, alors que l'eau suintait de toutes parts dans des excavations ordinairement sèches, dans tous les dépôts de pente examinés entre le Clain et le Tarn, le tail D de Vindelle s'effondra sur 25 mètres de longueur: il s'agissait d'un glissement typique sur une surface de cisaillement qui était apparue à la base du tail. On sait que dans un sable saturé la résistance au cisaillement disparait quand augmente la pression hydrostatique, et que la poussée d'écoulement est indépendante du débit: de très faibles variations de la pression hydrostatique peuvent alors mettre en cause la stabilité de la paroi, avant même qu'un écoulement liquide soit apparu sur celle-ci. L'hiver de 1940 a pu provoquer un *cisaillement* de ce type sur le talus B de Vindelle, que 35 m séparent du tail D et dont les conditions d'équilibre sont identiques.

Mais le mouvement d'ensemble a certainement été précédé et suivi par le jeu d'une circulation souterraine importante.

En Août 1940 le talus B, qui depuis Septembre 1937 s'est substitué au tail B, est en effet caractérisé par la présence d'un *réseau organisé de rigoles*, profondes par endroits de plus d'un mètre. Cette image inattendue suggéra un programme d'observations périodiques: on la revit sur le talus B en 1941—1942—1943 mais non plus en 1946; elle n'a jamais été retrouvée sur les talus des grèzieres charentaises: tant est grande la perméabilité de la grèze en place dès qu'elle est humidifiée. On admettra donc que lors de l'hiver 1939—1940 des concentrations tout à fait exceptionelles de lignes de courant se sont produites à la base du tail B, qu'elles en ont précipité la ruine en déterminant le fonctionnement momentané

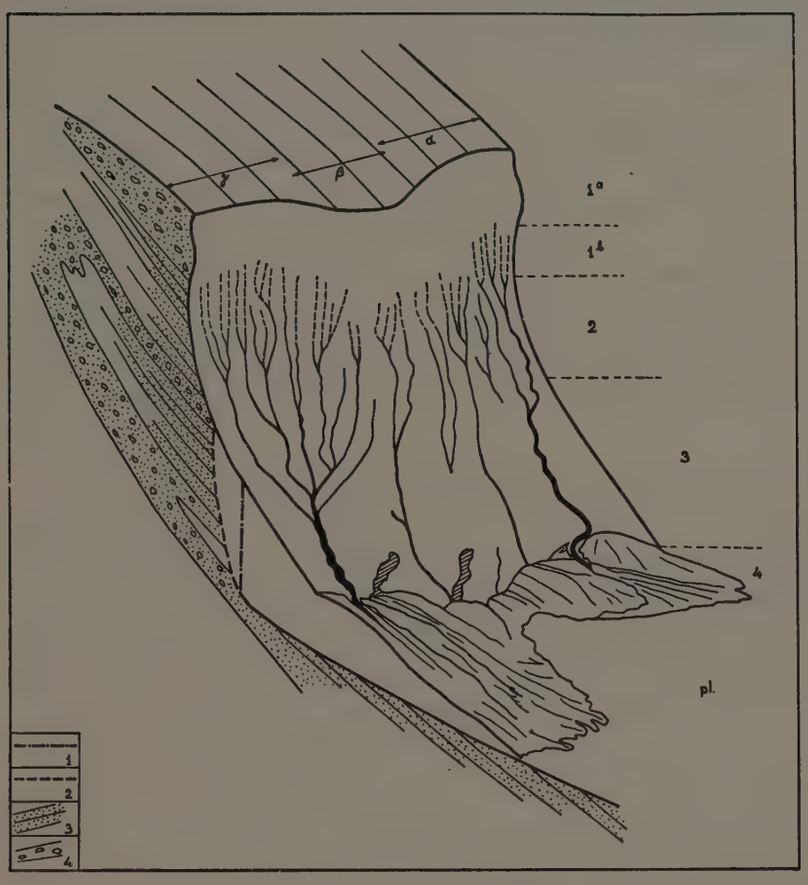

Fig. 3. Le talus B, aout 1940.

1 a, 1 b, 2, 3, 4: les zones du talus.
pl: plancher de la grezière.
1 position du tail 1935.
2 surface de cisaillement, hiver 1939–1940.
3 grèze litiè.
4 éboulis et solifluction.

de divers *«renards»*. Ceux-ci auraient continué de fonctionner après le glissement principal, et auraient alors donné naissance sur la partie basse du talus d'éboulis à autant de rigoles qui se développèrent rapidement par érosion régressive (1).

Sur la paroi plus sèche, plus stable du tail B-C deux renards étaient visibles en août 1940: ceux-là n'avaient pas déterminé l'effondrement du talus sableux,

(1) Lorsqu'une source jaillit au pied d'un talus sableux, la vitesse d'écoulement de l'eau peut dépasser une valeur critique, qui varie avec le matériau: le sable commence alors d'être entrainé, la source fournit du sable et de l'eau, un tunnel s'amorce, qui par érosion régressive peut progresser très loin vers l'amont; tel est le mécanisme d'un renard. Mais aussi le toit du tunnel peut s'effondrer très vite, si la cohésion du materiau est faible: tel est le cas pour le pied-de-tail; le tunnel se transforme alors en une rigole étroite, profonde, qui elle aussi progresse vers l'amont jusqu'à ce que le gradient hydraulique tombe au dessous du gradient critique; à cet instant la rupture de pente s'immobilise qui sur le profil en long de la rigole marquait le passage de l'érosion linéaire (à l'amont) à l'érosion interne (à l'aval).

moins encore l'apparition de rigoles; ils permettaient donc d'observer les tunnels qu'ils avaient creusés, de comprendre ce qu'avaient été l'effondrement de ces tunnels et la remise en mouvement de la grèze libérée par ces effondrements.

Il était d'ailleurs clair que le cisaillement, les renards, la mobilisation de la grèze au débouché des renards étaient les uns et les autres en rapport avec les gels humides de l'hiver 1939—1940; il était clair aussi que ces gels humides avaient donné lieu à une dégradation corticale de plusieurs décimètres.

B) La zonation du talus à l'époque des rigoles 1940—1944

En août 1940, l'unité que confère au talus B son réseau de rigoles masque très imparfaitement une zonation verticale; et celle-ci à son tour est nuancée par l'humidification différente des sous-secteurs α, β, γ.

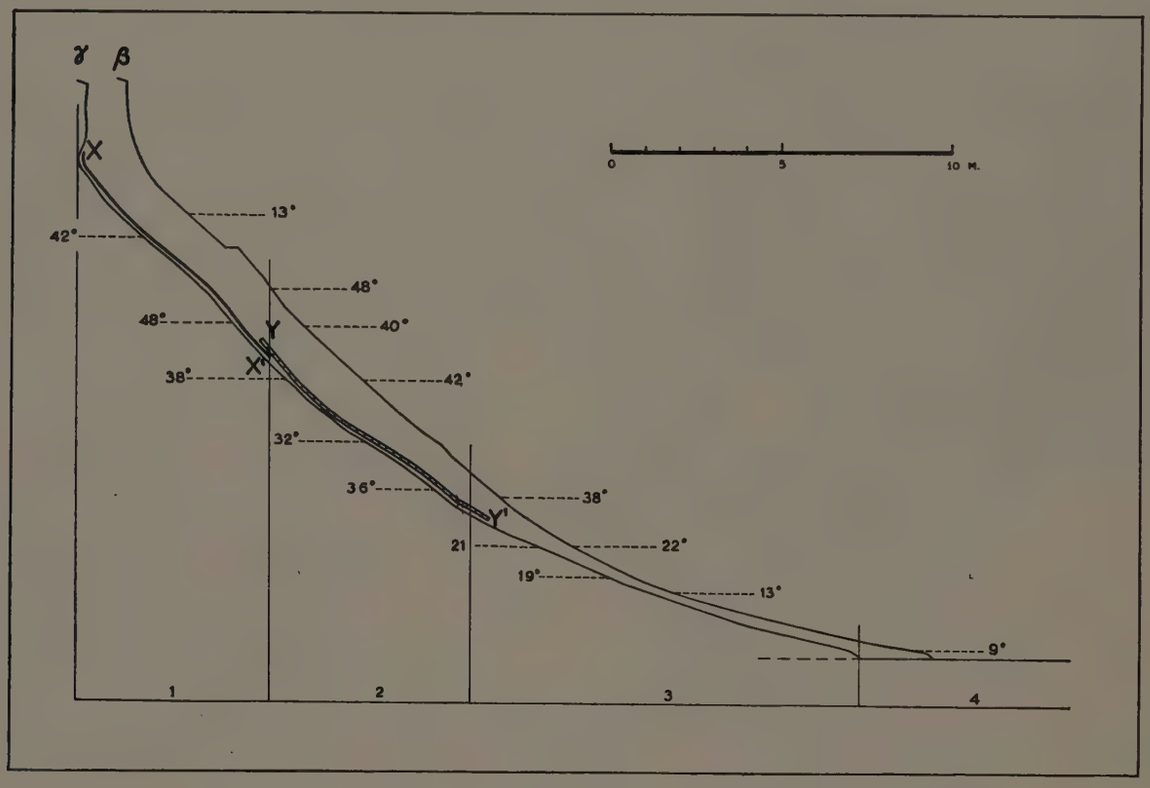

Fig. 4. Les sous-secteurs β et γ du talus B, le 12–2–1954.
1, 2, 3: zone humide, pied-de-tail, pied-de-talus du sous-secteur γ. 4: plancher de la sablière. XX′, YY′: zone de depart et zone d'arret de la coulée visqueuse qui venait de balayer le sous-secteur γ

1°. Tout au sommet de la coupe on retrouve d'abord une paroi verticale assez semblable au tail de naguère, un *entablement* qu'il faut subdiviser.

–a) La sous-zone la plus haute forme parfois *corniche,* elle est constituée par un sable consolidé, très gras, grossier, hétéromètrique, des blocs y sont emballés que peuvent mesurer 0,40 m. Il s'agit d'une nappe solifluée, de son front aval plus exactement qui vient recouvrir les horizons supérieurs de la grèze litée proprement dite.

–b) La paroi verticale qui au dessous de la corniche tranche les niveaux grèzeux montre, encore au coeur de l'été, les cicatrices laissées par le gel. Elle

montre aussi l'action un peu postérieure à la précédente d'un ruissellement très fin; ces sillons très peu accusés, semi-circulaires, à peu près verticaux peuvent être désignés par le terme de cannelures, au sens que donne à ce mot l'archéologie classique. Ces cannelures s'accusent davantage au niveau des lits maigres, tant est délicate l'action du ruissellement; mais aussi elles n'apparaissent pas à la surface du sous-secteur β: preuve que le ruissellement superficiel, limité aux sous-secteurs α et γ, est alimenté surtout par les eaux d'infiltration. On est donc ici dans une zone humide, *la zone humide supérieure.*

2°. Au dessous de l'entablement vertical, c'est une paroi concave qui tranche la masse de la grèze litée. Dans le sous-secteur central, β, le profil est proche d'un arc de cercle dont la corde présenterait une pente très supérieure à celle du talus d'éboulis: il y a là la trace vraisemblable d'une surface de cisaillement. Mais à droite et à gauche, dans les sous-secteurs α et γ, deux niches déjà commencent à se creuser; elles sont l'oeuvre du gel, l'oeuvre aussi des rigoles dans lesquelles confluent les cannelures. A ce niveau on parlera d'une *zone humide inférieure:* l'humidité y a une double origine, le ruissellement venu de la zone humide supérieure, la réapparition des ceux venues du haut-de-versant à travers la masse de la grèze litée.

Les zones humides, et la zone humide inférieure tout particulièrement constituent la zone active de l'élément de versant; leur limite commune peut être definie comme la *ligne active,* et l'évolution du talus tout entier se résume dans le déplacement de la ligne active, dans son ascension de la base vers le sommet du talus.

3°. Au pied de la zone humide inférieure une brusque rupture de pente annonce le profil rectiligne d'un talus d'accumulation. Celui-ci a été alimenté par la dégradation corticale des zones supérieures: on peut parler d'un *pied-de-tail.* Le pied-de-tail est labouré par les sections inférieures des rigoles; de moins en moins nombreuses, de plus en plus profondes celles-ci ne fonctionnent pas comme des drains: tout au contraire, lors d'épisodes sans doute très brefs, elles apportent au pied-de-tail l'eau venue des zones supérieures, de la masse grèzeuse toute entière.

4°. De ces rigoles deux surtout sont actives, elles correspondent aux sous-secteurs α et γ. En avant du pied-de-tail elles édifient sur le plancher de la carrière une seconde zone d'accumulation dont les éléments proviennent du talus tout entier: un *pied-de-talus.* Celui-ci, encore à peine ébauché, juxtapose des éléments topographiques que distinguent leur cote et leur granulomètrie: différences qui traduisent à la fois les variations de la puissance de transport, l'état plus ou moins obstrué des rigoles, la présence momentanée au fond de la sablière d'une nappe d'eau ou l'absence de celle-ci.

Au cours des *années 1940—1943,* c'est l'immobilité relative, du pied-de-tail qui sera sans doute la caractéristique principale de l'évolution du talus; les volumes qui s'accumulent par moments sur sa section supérieure sont évacués par les rigoles; la végétation y devient de moins en moins discontinue, elle donne aux points en relief une stabilité croissante. Cependant la zone humide acquiert une pente moins sensible, et absorbe la sous-zone inférieure de l'entablement, qui se réduit de plus en plus à la sous-zone supérieure, à la corniche consolidée; tel est du moins le cas des sous-secteurs α et γ. Car le sous- secteur β accuse une immunité presque complète et acquiert un relief relatif.

C. L'atrophie des rigoles et le développement des coulées 1945—1947

Les hivers 1944—1945, 1946—1947 ont été brutaux; le second, pendant lequel 3 périodes de froid très vif ont été précédées et suivies de précipitations abondantes, n'est pas sans rappeler de près l'hiver 1939—1940. Le talus B fut donc ravagé: en août 1946, en avril 1947 sa couverture végétale semble presque réduite à ce qu'elle était en août 1940, sa topographie par contre est radicalement différente.

D'une part les grandes rigoles de 1940—1943 ont disparu, du moins en ce qui concerne leur section inférieure: de celle-ci on ne peut que deviner ce que fut le tracé sur le pied-de-tail et sur le pied-de-talus. Quant aux sections moyenne et supérieure des rigoles, elles ne sont plus que des appareils médiocres (20 cm × 15 cm), parallèles, intermittents: il n'est plus de réseau organisé et permanent.

L'atrophie des rigoles s'explique par l'évolution des zones d'accumulation, à la partie basse du talus. Le pied-de-talus surtout s'est développé: élargi, il constitue un ensemble régulier dont la pente est inférieure à celle du pied-de-tail; le pied-de-talus commence à gagner sur le pied-de-tail, on entrevoit la fusion des deux zones d'accumulation. Sur l'une et sur l'autre les éléments qui proviennent des éboulis et ceux qui proviennent du ruissellement constituent un dépôt complexe à granulometrie très ouverte, à perméabilité très élevée, et qui paraitra presque toujours à peu près sec; du fait de la percolation, du soutirage des éléments fins la surface surtout est grossière, perméable et sèche. C'est dire que le pied-de-talus et le pied-de-tail constituent désormais *un filtre* typique. Quant les ingénieurs du sol veulent lutter contre un renard, ou prévenir un renard ils chargent la zone d'émergence d'un amas de matériaux meubles: celui-ci par son poids modifie l'état des pressions, élève la pression critique et si sa granulométrie a été convenablement calculée empêche les pertes de matières, le cheminement souterrain du sable: les pertes d'eau peuvent dès lors se produire sans menacer la solidité du talus artificiel, elles ont chance de s'interrompre. Et c'est ainsi vraisemblablement que s'asséchèrent et se comblèrent les rigoles du talus B.

La disparition des rigoles a suivi d'assez loin l'apparition de processus nouveaux les coullées, elle a donné à ces derniers une importance accrue. Comme les rigoles en 1939—1940, les coulées ont paru prendre tout à coup leur développement maximum: notées pour la première fois en 1946 elles dataient sans doute de 1944—1945; au printemps de 1947 elles couvrent le talus, les plus importantes se trouvant sur le secteur central.

Les coulées naissent d'une surface de glissement à peu près plane, inclinée à 100—200 %, ou au contraire d'une niche d'arrachement ouverte dans une paroi verticale: presque toutes apparaissent donc lors d'un dégel au sommet de la zone active ou à la base de l'entablement. Prélevés sur la grèze en place ou sur les fractions fine et moyenne de la nappe d'éboulis, leurs matériaux s'humidifient, passent le point de liquidité, coulent en se mélangeant le long d'une ligne de plus grande pente, s'arrêtent par freinage en abondonnant une partie de leurs gros éléments, repartent après un nouvel apport d'eau et souvent dans une direction différente.

Le mouvement peut être celui d'un liquide à très forte viscosité; le volume garde alors la forme d'une goutte descendant sur un plan incliné, la conserve en dépit des irrégularités du thalweg qu'il emprunte, et encore lorsqu'il s'est immobilisé; on peut parler de *coulées visqueuses*. Ou tout au contraire ce mouvement est

très sensible aux moindres indications du relief: sa fluidité est beaucoup plus grande parce que sont beaucoup plus fortes la teneur en eau et aussi la teneur en fins; du rapport de ces deux données résulte, en même temps que le degré de fluidité, le degré de cohésion; ainsi définie la *coulée liquide* laisse derrière elle deux bourrelets latéraux, d'ampleur diverse qui localiseront pour un temps les écoulements à venir: on peut dire que ces bourrelets constituent un chéneau, et qu'ils se terminent par un pied-de-chéneau dont l'extrémité est fermée par des apports complexes où le ruissellement a sa part.

Moins facile à saisir que les coulées, le ruissellement leur est associé, il en assure le relais, en explique le ravinement et l'ennoyage.

III. La stabilisation progressive 1948—1959

A) L'évolution ralentie 1948—1955

De 1948 à 1955 le recul de la crête B devient tout à fait médiocre (2 m environ): Les volumes mis en mouvement suffisent tout au plus à régulariser les profils en long, à atténuer les deux ruptures de pente qui individualisent le pied de tail: celui-ci se différencie de moins en moins du pied-de-talus, et d'autre part gagne de plus en plus sur la zone humide. Mais l'échelle si modeste de ces processus n'empêche pas qu'on saisisse l' étroite dépendance où ils sont par rapport aux faits climatiques: à chaque type de saison active (et il n'est plus d'autre saison active que l'hiver) correspondent une physionomie particulière du talus, une variété définie d'un même système d'érosion. On peut prendre pour exemple les trois hivers par lesquels commencent les années 1952, 1953, 1954.

1°. Novembre, Décembre 1951 et Janvier 1952 ont été uniformément nébuleux, brumeux, arrosés avec 26, 14, 20 jours de précipitation; janvier seul est froid avec 10 gelées matinales consécutives du 19 au 28, une température qui à 30 cm dans le sol reste comprise entre 3 et 2° du 23 au 30 janvier; on compte 10 jours de pluie du 26 janvier au 10 février, 19 mm les 31 janvier et ler février. Depuis les derniers jours de novembre ont ainsi alterné *des gels légers parfois répétés et des pluies abondantes.* Aussi le 10 février 1952 trouve-t-on au pied de l'entablement un épais placage de grèze fine déversée à l'état humide; elle constitue un talus où l'on enfonce jusqu'au dessus du genou sans d'ailleurs se mouiller, c'est là précisément la définition de l'état plastique. Ce placage a alimenté des ruissellements et des coulées. Les ruissellements très courts ont déposé de minces pellicules d'argile. Beaucoup plus visibles sont les coulées. L'une d'entre elles large de 2,50 m à sa base, longue de 6,50 m est à son extrêmité large de 25 cm, épaisse de moins de 2 cm: sur une pente de 45 % elle apparait gorgée d'eau, hérissée de pipkrakes qui atteignent 4 cm et traduisent une granulométrie beaucoup plus fine que celle du talus qui porte la coulée. Telle autre coulée, dont le matériau est plus fin encore, est longue de 12 m, large de 10 cm à peine; elle descend en tâtonnant sur une ligne de plus grande pente, elle traduit un suintement durable mais insignifiant, non pas un ruissellement mais un mouvement visqueux: car elle se termine par un pied-de-cheneau très accusé.

2°. Avec Dècembre 1952 s'achève l'automne le plus humide qui ait été relevé par le poste de Bel-Air (625,5 mm en 4 mois); il est tombé 33,3 mm et 42,7 mm les 20 et 23 novembre, entre 20 mm et 27,4 mm les 19, 20, 24 décembre; décembre a été doux, couvert, l'actinométrie est restée insignifiante; le sol est gorgé d'eau.

Tout au contraire du 4 janvier au 9 février il ne tombe que 11, 6 mm, il gèle 31 jours, dans le sol la température à 30 cm reste au dessous de 2° pendant 11 jours. Le 8 février est le jour le plus froid (—9° 8), c'est aussi le dernier jour de gel, le thermomètre atteind 9° pendant les après-midi du 9 et du 10; les 8, 9, 10 une dizaine d'averses (34,6 mm au total) tombent, sur le sol en voie de dégel encore superficiel (1° 9 à 30 cm le 9). *Un automne exceptionnellement humide, un gel exceptionnellement long et sec, un dégel brusque et pluvieux,* auquel succèdera un mois et demi d'une sécheresse absolue.

En mars la physionomie du versant est elle aussi exceptionnelle: par l'importance des décollements observés à la base de l'entablement, par l'action de l'eau qu'a libérée le dégel du sol. Tout d'abord, des coulées nombreuses, rectilignes, riches en fins sont descendues sur le pied-de-tail, et jusque sur le pied-de-talus. Puis des cannelures ont déchiré toute la surface de la zone active: les matériaux fins qui ont été ainsi mis en mouvement sont venus s'étaler sur la partie basse du versant, masquant à demi les coulées qui avaient immédiatement précédé le ruissellement: une pellicule argileuse, très mince, très peu durable-elle va disparaitre par percolation-matérialise pour un temps le pied-de-tail, elle ne s'étend pas sur le pied-de-talus.

Plus durable est la décohésion superficielle due au gel prolongé, dont l'action s'est fait sentir sur 20 cm: la surface résistera mal à *de violents orages d'été.* L'un, le 18 juin, fournit 34,9 mm dont 18,7 mm en 35 minutes; le second le 15 septembre (21, 3 mm) permit de voir un ruissellement dans les chéneaux: le sable fin seul était entrainé, les éléments plus grossiers isolés de leur matrice tombaient un à un dans l'axe du chéneau, où ils s'accumulaient: ainsi se dessinaient ou se prolongeaient vers l'amont de menues rigoles. C'est le long d'une de ces rigoles que furent prélevés des échantillons caractéristiques de l'action du ruissellement: ceux qui provenaient de la section la plus haute de la rigole accusèrent exactement la granulomètrie des lits maigres de Vindelle, à la base de la rigole on retrouva au contraire la granulomètrie des lits gras.

3°. Par un contraste frappant avec les années précédentes, Novembre et Décembre 1953 ont été très secs, Janvier fut relativement sec. Une première période froide se place au milieu de Janvier, avec 8 jours de gelée consécutifs, 3 jours de gel continu; la température à 30 cm dans le sol ne descend qu'à 3° et un seul jour, le 9 Janvier.

Suit une seconde période froide du 30 janvier au 10 février: 10 jours de gelée consécutifs, 5 jours de gel continu, 2 minima absolus de —10° 6, une température qui à 30 cm dans le sol reste inférieure à 1° pendant 5 jours. Le dégel s'annonce dans les après-midi du 5 au 8 février, il s'affirme le 9 (+ 11° 6) des pluies fines tembent depuis le 9, le degré hygrométrique est compris entre 85 % et 95 %.

Le 11 février on peut juger des effets d'un *gel sensible sur un talus de grèze à peu près sèche.* Leur caractéristique la plus frappante est de n'avoir interessé qu'une fraction très faible de la surface du talus où on retrouve presque tous les traits observés quelques semaines plus tôt. Cependant en trois points de la zone humide sur des pentes comprises entre 80 % et 200 % des glissements se sont produits: il l'agit de rupture par cisaillement du sable non saturé, à la profondeur atteinte par la progression du gel. Des paquets de grèze ont été s'accumuler et

s'émietter sur des pentes un peu moins fortes; là par enrichissement progressif en eau achève la décohésion du sable, celui-ci a repris son mouvement mais à l'état de fluide visqueux. On peut reconstituer notamment le mouvement de la coulée la plus occidentale; d'abord lent il s'est accéléré par diminution brusque de la viscosité, la masse enfin s'est immobilisée par freinage sur une pente qui ne dépasse plus 30 % à la partie supérieure du pied-de-tail; la granulométrie, la teneur en eau, la fluidité sont intermédiaires entre celle d'un béton plastique et celle d'un béton demi-fluide. On remarquera qu'en février 1954 aucun ruissellement, aucun dépôt colloïdal n'ont accompagné ni suivi l'apparition des coulées.

B) Reprise d'érosion, février 1956 — septembre 1957

Le ler janvier 1956 le front de la colonisation végétale atteignait ou approchait la base de l'entablement; Janvier fut assez doux sec, ensoleillé. On n'a pas oublié la brutalité de février qui fut à Bel-Air *le mois le plus sec et le plus froid observé depuis 50 ans.* 2, 9 mm d'eau, 27 jours de gel, 11 jours de gel continu, un minimum de —14°, une moyenne de —7° pour les minima absolus de +1° 24 pour les maxima absolus. C'est la longueur de la période froide qu'on retiendra peut-être surtout: a 30 cm dans le sol le thermomètre reste 16 jours entre 1 et 0°, pendant 4 jours consécutifs — du 22 au 25 — on relève 0°, 0 observation qui n'avait pas de précédent à Bel-Air.

Le dégel diurne s'esquisse à partir du 22. Le 25 le thermomètre sous abri accuse 9° 1, il ne descend pendant la nuit qu'à —0° 6.

L'après-midi du 26, la nuit du 26 au 27 sont plus froides avec 3° 3 et —6: Le 27, à 9 h, par un soleil éclatant le talus B est apparemment sec et rigide, il a été repris tout entier par le gel nocturne. De plus en plus denses des grains commencent cependant à tomber de l'entablement: au pied de celui-ci ils ne masquent pas encore une nappe de pipkrakes courts, qui témoignent du refroidissement brusque de la nuit précédente. On peut donc analyser les effets des dégels superficiels, diurnes des 22—26 février, effets qui sans doute datent presque tous du 25.

La surface verticale de l'entablement a perdu presque partout de 10 à 25 cm; en un point seulement une croûte plus cohérente forme désormais saillie: au dessous de la terre végétale, elle dessine la coupe transversale de ce qui fut un thalweg minuscule à la surface de la grèze litée: on peut déchiffrer la stratification entrecroisée propre au remplissage de ce thalweg. Au dessous de l'entablement la zone humide est masquée le plus souvent par un manteau de sable fin; c'est là que les pipkrakes du 26 février sont les plus denses. Entre ces placages restés immobiles deux glissements se sont produits; ils sont encore superficiels car les touffes végétales les plus fragiles ont été seules arrachées; pourtant la grèze en place est redevenue visible, les matériaux fins qui depuis quelqes heures ou depuis un an la recouvraient ont coulé de la zone humide vers le pied-de-tail. Il s'agit ici de nappes fluides, ailleurs de coulées plastiques et sur celles-ci les gravillons ont déterminé un allongement exceptionnel des pipkrakes qui les soulèvent. Fluides ou plastiques les coulées n'ont encore couvert que quelques mètres: leur intérêt est de montrer un écoulement tout à fait superficiel sur sol gelé; car le 22 février, jour où s'esquissait un réchauffement provisoire est aussi le jour où dans le sol de Bel-Air l'isotherme de 0° descendait à 30 cm pour 5 jours consécutifs: le dégel superficiel n'empêchait pas la progression du gel profond; le 27 février à Vindelle

le sol gelé était rencontré à 8 et 12 cm sous la surface des coulées, regelée pendant la nuit. Il a été indiqué qu'aucune précipitation n'avait enflé les quantités d'eaux qui dues au seul dégel superficiel avaient mobilisé les phases fines des grèzes éboulées. On croit saisir ici l'un des mirent mécanismes qui sur des pentes parfois bien moindres mi en place les grèzes litées du Pleistocène.

Les conséquences du dégel n'ont d'ailleurs le 27 février au matin que commencé à se manifester: l'essentiel doit sans doute être rapporté aux deux ou trois jours qui ont suivi.

Je ne peux malheureusement préciser le rôle respectif des gels nocturnes continus et légers qui seront observés du 6 au 16 mars ni des grandes averses du 15 mars (33,4 mm) qui terminent l'hiver. Au début d'Avril l'opposition est en tout cas frappante entre le talus A dont la surface ne parait pas avoir été touchée et le talus B où entre le 22/2 et le 2/3 de vastes plages ont perdu leur couverture végétale. Des surfaces de glissement couvrent la zone active tout entière, des concavités se sont accusées à ce niveau; des coulées liquides anastomosées ou juxtaposées ont dévalé sur la pente, tels pieds-de-chéneau atteignent ou dépassent le front de ceux de 1947, c'est à dire la limite extérieure du pied-de-talus. Aux averses du 15 mars il faut au moins rapporter l'attaque des formes d'accumulation: le lavage vigoureux des surfaces et d'autre part l'apparition de rigoles qui dans leur partie basse ont scié les coulées, tandis que plus bas étaient dispersés les grains grossiers et étaient déposées par flaques les argiles défloculées.

La reprise d'érosion de Mars 1956 a été relativement si accusée qu'elle a créé des ruptures latentes d'équilibre. A fin de juillet 1956 et à diverses reprises en 1957 des arrachements se produiront à la surface de l'entablement.

Mais il semblait bien, en 1958—1959, que l'évolution touchait à son terme, que l'état du talus B était celni qu'en 1935 présentait le talus A.

Conclusion

Du tail vertical au talus régularisé, d'une forme plus stable qu'on n'eût supposé à une forme apparemment stabilisée, l'évolution est assurée par des *associations successives de processus* tout physiques: car la végétation pionnière n'intervient qu'assez tard et surtout pour freiner les reprises d'érosion. Tous ces processus (l'éboulis, le renard, les coulées, le ruissellement, la percolation), sont commandés par la nature du matériau qui est un sable. Et parce que le sable est l'une des roches les plus sensibles à la cryergie, la plus aisément mobilisable par les eaux de dégel, c'est en premier lieu *l'action du gel, la physionomie* de l'hiver, les séquences changeantes des hivers qui précipitent ou ralentissent l'évolution de la paroi.

Le talus apparait finalement comme un éboulis constamment remanié au cours de son édification, mais qui d'un secteur à l'autre est remanié à des degrés divers selon que varie l'apport des eaux d'infiltration. L'uniformité qui s'affirme au dernier stade sur l'élément de versant ne masque pas tout à fait ce que furent sur des *génératrices privilégiées* les reprises incessantes de mouvements linéaires.

Cependant le dégel de 1956 a été assez près de mettre en mouvement la totalité de la surface de la paroi. S'il avait interessé un sol plus humide, il aurait fait apparaitre sans doute un litage saisonnier; s'il s'était répété les années suivantes il aurait donné naissance à une topographie nouvelle, caractérisée par une inter-

dépendance de tous les éléments de surface. Ces deux traits ont été observés à Sampigny (Meuse), sur un talus apparemment identique à celui de Vindelle-Car *le gel est par excellence un phénomène de surface.*

P. S. En janvier 1960 on a pu suivre l'action des *eaux nivales* sur les parois de la sablière de Vindelle. Atrois jours de gel accusé (10—11—12 janvier) avaient en effet succédé des chutes de neige assez répétées et abondantes pour que le sol restât couvert pendant une semaine (12—19 janvier): le fait est rare en pays charentais.

1. Le réchauffement fut progressif. A Vindelle le *17 janvier* vers 12 h s'affirme *lentement le dégel* des tails que s'était esquissé la veille; de minces plaques de sable humide tombent un peu partout des parois verticales, de celles à même qui ne sont pas ensoleillées; à la base des tails on peut détacher la croûte gelée tout entière, qui mesure 12 à 17 cm. En même temps la fonte de la neige achève de dégager quelques points mieux exposés des talus de grèze; sur ces plages privilégiées, qui restent gelées en profondeur, la décohésion superficielle est totale: des gravillons, de menus paquets de sable humide se mettent en mouvement; mais presqu'aussitôt dégagée, la plage s'assèche: la grèze gelée reste perméable. Ailleurs, sous la neige qui couvre encore l'ensemble des talus, l'épaisseur de la croûte gelée est d'une dizaine de centimètres, alors qu'elle ne dépasse pas 3 à 6 cm dans les terres labourées; le dégel s'observe à la base de cette croûte, et à un niveau plus ou moins profond dans l'épaisseur de celle-ci; la surface est prise dans une croûte de glace, qui manque pourtant là où la granulomètrie est grossière, là où les grains fins ont été lavés.

2. Le 19 janvier, à 13 h, la neige couvre encore le paysage entier, les routes même: sous une pluie tiède et continue elle va disparaitre en 6 ou 8 heures et avec elle le gel des sols; les congères se maintiendront seuls plusieurs jours encore.

A Vindelle, *le 20 janvier, vers 10 h, la dégradation corticale* approche de son terme: les chutes sont interrompues, parfois massives, mais elles n'affectent plus que des volumes sans cohésion, qui se désagrègent avant même de rebondir sur les talus; à la surface de ceux-ci, désormais, s'opère un classement rigoureux qui vérifie la loi de l'éboulis. La veille et l'avant-veille, au contraire, les blocs s'immobilisaient sans doute plus ou moins loin du tail, mais au cours de leur mouvement ils ne perdaient rien de leur volume: leur cohésion se fera lentement, sur place, la granulométrie perdra toute signification.

Au même moment, l'asséchement apparait déjà sensible sur le plancher des exploitations, sur les pieds-de-talus qui depuis longtemps sont lavés par la percolation ou par le ruissellement. Sur les pieds-de-tails (20° à 30°) quelquefois, essentielement sur les zones actives (40°) s'affirme au contraire l'état plastique qu'explique une valeur élevée de la teneur en eau; on le reconnait ici au faible pouvoir portant du matériau, qui à une charge constante répond par une déformation continue. Comme le degré de plasticité, l'épaisseur du sable plastique croît quand on s'élève sur le talus; au contact du talus et du tail, le long de la ligne active, la masse plastique parait mesurer partout plus de 50 cm, parfois elle atteint au moins 1 m 50.

L'état plastique a été dépassé en divers points de la zone active, mais seulement à la surface de celle-ci. Cà et là, des affouillements se sont produits au

dessous de la croûte encore gelée; celle-ci s'est rompue par traction, des éléments de croûte ont glissée en orientant systématiquement leur plus grande longueur selon les lignes de plus grande pente: c'est dire qu'ils étaient durant le mouvement emballés dans une gangue meuble de matériaux moins grossiers, dont ils émergent plus ou moins: on peut parler d'une *reptation* portant sur 10 ou 15 cm d'épaisseur. D'autre part, tout au sommet du talus, là pente (42°, 45°) est la plus forte, là où là proportion de grains fins est elle aussi la plus élevée, on reconnait la mise en place de minces couvertures, très homométriques parfois, dont les grains ont été déplacés tantôt individuellement, tantôt comme éléments d'une nappe faiblement visqueuse: on peut parler de coulis, plus précisèment de *coulis sableux;* dès le 17 janvier on avait vu l'un d'entre eux descendre rapidement sur une plage que la neige dégageait. En revanche et malgrè la rapidité de la fonte générale du 19 janvier, *aucun ruissellement linéaire* n'a été reconnu sur les talus, ni même l'amorce d'un ruissellement linéaire. Aussi la topographie de ceux-ci reste-t-elle à peu près inchangée; un point pourtant faisant exception.

Sur le talus E, en effet, un sous-secteur β s'est individualisé au cours de la nuit: ici la zone humide inférieure a été emportée sur une dizaine de mètres de longueur, sur 1 m 50 au moins de profondeur; une sorte de brèche s'ouvre dans la ceinture continue des grands talus qui cernent la sablière, et s'élève vers les tails abandonnés. On se trouve en présence d'une rupture typique, d'un *glissement par gravité sur une surface de cisaillement.* L'accident admet un plan de symétrie, qui est un plan vertical normal au tail, et qui recoupe la surface de cisaillement selon une courbe longue de 7 m: elle peut être assimilée à une section d'ellipse plutôt qu'à une section de cercle. La partie la plus haute de cette section d'ellipse est celle dont le rayon de courbure est le plus faible; la partie moyenne (2 m 25) est assez proche d'une droite inclinée à 40°; la partie la plus basse (2 m 50) présente une courbure plus accentuée que la précédente, une pente moyenne plus faible, voisine de 30°. Les parties moyenne et inférieure de la section d'ellipse sont tangeantes à un volume de grèze en place qui n'a été que faiblement humidifie, et a conservé tout son pouvoir portant. Le volume interessé par le glissement comportait donc, quand le mouvement commença, d'une part un placage d'éboulis, d'autre part tout ou partie (suivant les points) de grèze en place que l'apport des eaux de fonte avait amené à l'état plastique: entre le placage d'éboulis et la zone plastique passait une surface plane, inclinée à 40°, et qui était la section supérieure du versant de RICHTER, à l'instant considéré. Après la rupture, la surface de cisaillement constitue l'amorce d'un nouveau versant de RICHTER, situé à plus d'un mètre sous le précédent. Ainsi doit être comprise l'évolution du versant, l'attaque toujours renouvelée de la roche en place au niveau de la ligne active.

La rupture est postérieure à l'après-midi du 19 janvier: sa cicatrice ne présente aucune trace des éboulis tombés des tails entre le 16 et le 19. La raison immédiate doit en être cherchée dans l'afflux des eaux de fonte qui probablement ruisselèrent à la surface du tail; saturant au pied de celui-ci la zone active du talus; par là se trouvèrent déterminés à la partie supérieure de celui-ci:

1. accroissement de la densité du matériau, c'est à dire la poussée tangentielle et l'accroissement de la poussée d'écoulement.

2. essentiellement l'effondrement de la cohésion du matériau, passé de l'état consolidé à l'état plastique.

3. reptations, coulis, cisaillement avaient accompagné la fonte de la neige traduisaient un apport d'eau sur la surface du sol. Les coulées commencent une quinzaine d'heures plus tard et se prolongent plusieurs jours: elles constituent autant de «crues» très localisées du sol qu'explique un lent suintement d'eau vers la surface libre.

Dans le sous-secteur β du talus E, les matériaux affectés par la rupture étaient venus s'accumuler quelques mètres plus bas, dans une exavation ouverte l'été précédent dans le pied-de-tail; leur cohésion était peu avancée, ils constituaient une juxtaposition désordonnée de volumes plastiques dont les plus grandes dimensions allaient de quelques mm à 1 m. Les vides se remplissaient progressivement d'eau au cours de la matinée du 20 janvier; la partie centrale de la langue la plus basse, la moins épaisse et la moins inclinée, perdait peu à peu tout pouvoir portant, sans d'ailleurs se déplacer. Mais, de part et d'autre de la langue, sur des secteurs moins humides, à 11 h 45 simultanément des transports commençaient qui durèrent peut-être 1 à 3 minutes. D'une part sur une même ligne de plus grande pente des reptations successives venaient se superposer, se remodeler en un même ensemble, en une forme homogène et bien définie par ses profils transversaux convexes, par sa pente longitudinale régulière (26—28°): on reconnait ici *la coulée visqueuse,* la coulée-goutte. D'autre part, une *coulée liquide* issue d'un volume d'éboulis fins descendait vers la surface chaotique de la langue, et sur celle-ci construisait comme une chaussée régulière à peine convexe, large de 30 à 40 cm, longue de 8 m, dont la pente moyenne était de 30°: un prélèvement effectué sur le champ dans la langue terminale devait donner 11,6 % d'eau (du poids total) et 33,5 % (du poids après dessication) de grains inférieurs à 0,5 mm: plus que les teneurs en eau la proportion de fins différencie la coulée liquide de la couléegoutte.

Un quart d'heure plus tard, à 100 m du talus E, naissait au sommet du talus B une autre coullée liquide. Sur une surface de 30 × 20 cm, 4 filaments visqueux se détachaient successivement sans laisser de cicatrices bien sensibles; larges de 2—3 cm, ils descendaient sur quelques dm en rejetant vers l'aval des cailloux, ils se fondaient en un ensemble dont la marche reprenait par saccades sur 2 m.

Au cours des 4 jours qui suivirent, d'autres coulées apparurent sur le talus B, à quelques mètres de la précédente; il s'agissait de coulées visqueuses, dont l'une-la principale-donna après coup naissance à une *coullée-chéneau:* ici aussi il y avait eu enrichissement lent en eau, après un premier transport.

4. Le 5 février, on ne pouvait noter que les menues altérations de formes antérieurement acquises: les blocs descendus sur les talus à l'état gelé tombaient à présent en ruines, la surface des coulées avait été délicatement remaniée par de fortes pluies, nombre d'épisodes étaient devenus indiscernables. Dans matériau aussi sensible que grèze défloculée, en quelques semaines *tout s'uniformise et s'efface,* à l'exception des mécanismes majeurs.

Slopes and hills in West Africa

By

R. A. G. Savigear, Sheffield

With 3 figures on plates

This account is in the nature of an interim report arising from a preliminary analysis of observations, profile measurements and geomorphological maps compiled in West Africa in 1957. The field work was done in south western Nigeria and in journeys from there eastwards to the southern Cameroons and northwards to Aïr in the southern Sahara.

Three concepts of slope development

It is possible to argue that slope forms and slope evolution are closely related to the nature and quantity of insoluble rock waste which has to be removed across the bedrock surface. When the ratio of waste production to waste removal is high, that is only a small proportion of the waste produced by weathering is removed quickly from the bedrock surface, the smooth concave-convex forms described by W. M. Davis are characteristic of maturity and slopes *decline*. When the ratio of waste production to waste removal is low, that is a very large proportion, or all, of the waste produced by weathering is removed immediately from the bedrock surface, the angular faceted concave forms described by W. Penck are characteristic of maturity and *slope replacement* occurs. The nature (size, shape, density, etc.) of the insoluble waste fragments which have to be removed by the processes of mass movement down the surface of the bedrock slope should determine, (i) the speed with which rock waste can be removed, (ii) the form of the unmodified bedrock slope as weathering penetrates and destroys its coherence, and (iii) the surface forms in the waste. Varying relations through time, between the speeds of waste production and waste removal, result in the creation of complex forms, with angular breaks of slope, facets and elements in one small area, and this complex relationship appears to be that most commonly

found[1]) (Savigear, Waters). With either mode of evolution slopes become lower in angle with the passage of time, it is only the manner by which this reduction in angle is achieved that differs, namely either by progressive decline or by the regular but intermittent slope replacement of parallel retreating facets.

L. C. King, adopting K. Bryan's interpretation of W. Penck's work, has proposed a third concept of slope development. He has suggested that the cliff and/or the *constant slope* (A. Wood) once initiated, are maintained in form and extent until the interfluve is consumed. The slope form once created is perpetuated and, although this is not parallel retreat as defined by Penck, it seems appropriate to apply the term *parallel retreat* to the sequence of slope evolution Bryan, King and others envisage, since this is what most geomorphologists understand as the mode of slope development when this term is used.

The importance of structurally and lithologically controlled spring sapping in West Africa

Everywhere in West Africa from the arid north to the humid south there is evidence of the work of spring sapping and gully corrasion. The distribution of gully sources is primarily related to the occurrence of steeper slopes. For those originating in permanent or intermittent springs the distribution also appears to have a strong structural and lithological control. It is very difficult to decide in any particular instance whether such springs are located by the presence of single but major joint or bedding planes, or by the occurrence of a zone of close interstice concentration. It would be interesting to ascertain whether sub-surface

---

1) The following terminology has been devised to make the definition of surface forms more exact.

A *slope* is a surface area which is inclined at an angle of not more than 40 degrees.

A *cliff* is a surface area which is vertical or is inclined at an angle of more 40 degrees.

A *facet* is a plane, or approximately plane, horizontal or inclined surface area which differs distinctively in average inclination from those facets or elements which may lie above and/or below it.

An *element* is a smoothly curved, or approximately smoothly curved, concave or convex upwards surface area.

An *irregular facet* or an *irregular element* is a facet or an element which possesses distinct minor surface irregularities that are too small to be represented at the scale of the field map.

A *morphological unit* is either a facet or an element.

True slope is the direction and/or amount of the maximum surface slope of a facet or an element.

Apparent slope is the direction and/or amount of surface slope of a facet or an element measured in any direction other than that of the true slope.

A *break of slope* is either an angular discontinuity of the ground surface or a plane, approximately plane, curved or irregular surface area whose true slope ground horizontal equivalent is less than the distance represented by the width of a line drawn on the field map.

A *change of slope* is a smoothly curved, or approximately smoothly curved, concave or convex upwards surface area whose true slope ground horizontal equivalent is greater than the distance represented by the width of a line on the field map, but less than that which will allow a separate representation of its boundaries.

An *inflexion* is the point or zone of maximum slope between two adjacent convex and concave elements, and may occupy a ground horizontal equivalent as great as that represented by the breadth of the line which depicts it on the field map.

A *micro-slope facet* is a plane, or approximately plane, surface area whose true slope ground horizontal equivalent is greater than the distance represented by the width of a line on the field map, but is less than that which will allow a separate representation of its boundaries and inclination.

flow can cause corrasion or whether chemical weathering and solution are the sole processes. It does seem that near the surface, where the speed of underground flow increases, corraison may commence. It is clear that corraison occurs at the surface and becomes very active in the gully head. Here downward and lateral movement creates and recreates the cliff form. Two distinct types of permanent or intermittent spring distribution may be identified; one *linear* in horizontally bedded sedimentaries or below an ironstone cap-rock, and the other *irregular*, in igneous and metamorphic rocks.

(1) Horizontal or sub-horizontal sediments, or any rock covered by an ironstone cap. Wherever a cap-rock occurs (whether sandstone over shale or ironstone over gneiss) slopes are normally intermittently or continuously cliffed along, and sometimes just below, its outcrop. Evidence of permanent or intermittent springs may be identified on, or close to the downslope side of, the junction of the more and less coherent rock outcrops. The slope profile, from interfluve to valley centre, corresponds in form to that described by KING. The cliff is a structurally and lithologically controlled form. It is perpetuated, not only by the difference between the speeds of weathering penetration and waste removal from the cap-rock and that immediately below, but also and *essentially*, by active corrasion in the gullies which dissect the talus or debris below the cliff, sometimes biting through into the bedrock but always growing and dying intermittently on the slope surface. Thus three significant processes are at work which together ensure that the cliff maintains a constant angle and extent.

Rain water, which appears to drain relatively quickly through the open interstice pattern of the more resistant cap-rock, becomes widely dispersed in the close interstice concentration of the less resistant rock below. If the chemical or mineralogical composition were the same in both rocks the closer interstice concentration of the latter would alone ensure that it lost cohesion before the cap-rock. Normally its minerals are also more susceptible to attack. It will disintegrate into small fragments with greater speed than the rock above, of which large blocks break away and collapse forward on to the crest of the debris slope, carried there by gravity which induces movement as the sub-cap-rock loses its coherence. By undermining the cap-rock this process perpetuates the cliff in its maximum inclination and extent through it does not perpetuate the angle and extent of the debris covered slopes below. Beneath the cliff in the cap-rock a small bench may, on occasion, be identified. Unless corrasion destroys this form it will become more extensive as the cliff retreats. The presence of spring sapped recesses, located along the base of the cliff, leading down into gullies dissecting the debris covered *backslopes* and *footslopes* below, indicates the processes which perpetuate the form of the slope as a whole[2]).

[2]) Any fully developed slope is divisible normally into three sections: (i) the *crestslope* extending from the interfluve to where the slope steepens, (ii) the *backslope* consisting of the steepest morphological units of the profile, and (iii) the *footslope*, a gently inclined section extending from the backslope to the valley centre. In places the backslope may be cliffed.

Apart from differentiating between the *bedrock profile* and the *surface profile*, distinctions should also be made between the *bedrock macro-profile*, the *bedrock micro-profile*, the *surface macro-profile* and the *surface micro-profile*. The *macro-profile* is the general form from interfluve crest to valley centre. The *micro-profile* is the detailed profile which outlines every irregularity of the bedrock or surface which can be represented. For example in Figure 1 the surface macro-profiles are the same in Residual Hill Types II and III but the micro-profile forms differ. The same macro-profiles may be derived from different micro-profile forms.

Spring sapping and gullying are the dominant processes in perpetuating the cliff and debris covered slopes. Where the gullies are closely spaced the gully interfluve forms, being tributary to the gully floors and not the main valley, reflect the forms of the gully long profiles (Figure 1, Type II). Where the gullies are widely spaced the gully influves are sometimes faceted (Figure 1, Type III).

Slopes modified and perpetuated by gullies rising in intermittent or permanent springs appear to be independent of climate. Similar forms have been identified on the gritstone-sandstone-marl slopes of Aïr in the southern Sahara, the sandstone-shale escarpment of Enugu in eastern Nigeria and on the gritstone-sandstone-shale slopes of Derbyshire in the southern Pennines in England. Superficially the slope forms in these diverse areas appear different since the waste-preparation/waste-removal ratios vary. In arid areas the micro structures between gullies and gully groups are etched into prominence. In humid areas they are blanketed with waste.

(2) Igneous and metamorphic rocks. Slopes developed in rocks with approximately homogeneous chemical and mineralogical composition, but whose structures are without the distinctive horizontal bedding of sedimentary strata, normally possess smoothly convex crests which lead down to faceted or smoothly concave forms below. The convex form of the crest appears to arise from the effects of weathering, *runnel* corrasion and creep[3]). The occurence of facet or elements below the crest appears related to the quantity and nature of the waste mantle. Such slopes are however frequently dissected by gullies which occur both singly and in groups and some of which rise in spring sapped depressions. Their distribution is not systematic and the crest is only intermittently cliffed (Figure 1, Type II, Profile 3). Nevertheless there are extensive footslopes and it appears that the maintenance of the steep debris covered backslope must be attributed, in part at least, to intermittent but effective phases of corrasion which occur as spring sapping and gullying periodically dissect and revive the cliff forms on the debris covered backslopes.

The effects of torrential rainfall

(1) General observations. When rain falls on a nearly flat surface initially it is absorbed. Subsequently a sheet of water develops extending from puddles to small lakes. At this stage there may be a slight movement of the water but if the surface slope is gentle this is slow and non-turbulent. As the water deepens, or on steeper slopes, runnels develop in which there is transportation and corrasion. The development of runnels appears inevitable since all surfaces are irregular because of the occurence of larger waste fragments or tufts of vegetation. It may be that some particles are carried in suspension in such runnels: it is certain that particles are dislodged and some saltate in them in a downslope direction.

At all stages during the growth in lateral extent and depth of the surface water rain drop impact appears to be of very great importance in stimulating

3) It is important to distinguish between *gullies* and *runnels*. A gully may be defined as a valley whose width and depth is measured in yards (metres) or tens of yards (metres). The width and depth of a *runnel* is measured in inches (centimetres) and fractions of an inch (centimetre).

transportation by saltation. Quartzitic fragments of say 1 mm diameter are dislodged by impact and subside in the direction of water movement. Smaller fragments saltate by a series of jumps of decreasing height. On occasion minute grains are "released" by the disturbance of larger fragments which mantle the surface, and which cover and protect the finer waste which lies between them. Some of these go into temporary suspension.

If the rain continues for any length of time the runnels grow progressively larger, usually anastomosing, and on occasion on steeper slopes concentrating by abstraction and cutting deep gullies. This process of corrasion by small runnels (which only infrequently concentrate into larger gullies) seems to occur whenever and wherever heavy rain falls. It appeared as characteristic of crestslopes as footslopes, and any suggestion that the lowering of interfluves does not occur in the tropics is manifestly incorrect.

When water drains from an interfluve surface over the edge of a cliff some, apparently held by surface tension, moves down the cliff face saturating the surface layers and some, which has concentrated in runnels on the interfluve, pours downwards in a series of parallel streams of varying sizes. On reaching the crest of the inclined slope below the cliff minor plunge pools are created. From some of the larger ones gullies develop and extend downslope corrading and dissecting the waste or bedrock surface. Some gullies collect water from runnels on the backslope and, enlarging progressively, are left as major features when the rain ceases. From other plunge pools the water seems to disperse and is absorbed. On the inter-gully interfluves runnels anastomose and corrade helped in their work by rain drop impact. The patterns of movement seems very similar to those on gentler slopes except that concentration into runnels appears more frequent and widespread. The greater surface irregularity of these backslopes, where waste fragments are larger and vegetation clumps more dispersed, effects the development of this coarser pattern.

(2) The arid tropics. In arid regions there is generally (though not everywhere) unimpeded removal of fine rock waste. Weathering penetration moves along joint and bedding planes but only in rocks with very close and evenly spaced interstices is the resulting waste uniformly fine. Where there is an irregularly spaced lattice of interstices coarse and fine waste fragments are produced together. On these rocks water movement (and at the surface wind) removes the fine waste and a rubble of coarse blocks is left. Where the lattice is open the penetration of water along the widely spaced interstices results in the production, by chemical weathering, of fine waste from the interstice walls which on removal leaves a layer of large blocks with gaping vertical clefts between. Where the interstice concentration varies, as in bedded sedimentary rocks, the structure is etched into prominance by, (i) the different speeds of weathering in, say, shale and sandstone, and (ii) the immediate removal of the finer waste, which is derived both from the decomposition of the whole of the shale, and along the joint and bedding plane zones in the sandstone.

Cambering is a very common feature of slope crests where sandstone, gritstone or ironstone caps the interfluve. As described above it seems that moisture penetrating along joint and bedding planes makes chemical weathering possible and, where these form an open lattice, large waste blocks are produced. Where the joints are vertical removal of the fine waste leaves open clefts; where they are

horizontal it causes subsidence of the blocks. If weathering and removal are also faster in the sub-cap-rock than the cap-rock this also furthers the downslope subsidence of the sandstone, gritstone and ironstone waste blocks. It seems as if compression may occur in shale where it lies below a cap-rock, and this could be explained by assuming that some quantity of the rock is removed by the passage of water through its closely spaced interstices.

No matter what the size of the fragments of rock waste the maximum angle at which they will stand as scree is normally about 37°—38°. Waste slopes mantled with large fragments appear to occur more frequently at this inclination than those with fine, but this may be due to the fact that they are potentially less mobile when rainfall occurs. Not infrequently one sees a steep backslope of coarse scree abutting a low angle footslope of very fine waste. When rain falls it inevitably concentrates into runnels which course between the large waste fragments removing, as traction, saltation, and suspension load, the fine waste which goes to form the low angle slope at the base where, as the slope becomes less, velocity in the runnels decreases and part of the load is deposited. The removal of fine waste causes a progressive subsidence of the larger blocks downslope. The water and waste in the runnels corrade laterally removing the fine waste supporting the larger blocks which, undermined, roll and/or slide and/or subside downslope. Where such movements occur there is a differential sorting of rock waste. Near the crest there is an assortment of fragments of all sizes but at the base only very large fragments and small grains may be identified. One would expect the extent of such movements to depend on the initial size, shape, density, microstructure, mineralogical composition, quantity and distribution of the waste fragments. Such factors should influence the form of the slope.

Where the bedrock breaks down directly into very small fragments or grains factors other than size seem to determine slope form. Where it disintegrates into large fragments and these weather, either directly or by stages, into very small fragments or grains, size appears to be a very important determinant of form. Where the bedrock weathers into very large fragments and these decompose directly to very small fragments or grains, the fine waste forms a low angle footslope which abuts in an abrupt angular junction against the backslope of large fragments, inclined at the maximum angle of stability. Wherever there is a downslope gradation from very large to very small fragments a concave element is a characteristic form, and the junction of the backslope and the footslope is indefinite.

In many localities evidence of corrasion may be identified at the foot of the backslope. In places the forms suggest the emergence of spring water, elsewhere the concentration of surface water. The spring sapped hollow is less common than the series of parallel runnels extending downslope at right angles to the backslope/footslope junction into which they are etched. Above this junction the pattern of surface runnels appears determined by the distribution of coarser waste. At the junction, if there is no abrupt juxtaposition of large fragments and small grains but a continuous downslope gradation in fragment size, the runnels appear evenly spaced and of similar sizes. In some places the water, whether from a spring or parallel surface runnels, may disperse on the gently inclined footslope. In other places it may concentrate into a series of sub-parallel anastomosing larger equally deep gullies which sweep down the footslope surface. Elsewhere,

particularly if the backslope/footslope junction is composed of spurs and re-entrants, or if it inclines towards any major valley dissecting the hill mass, of which the backslope constitutes a part, the spring or surface water concentrates into a stream which sweeps along the backslope/footslope junction, corrading and cliffing, and forming a marginal depression as it flows down to some major gully to which it is tributary.

Apart from sub-surface seepage, on which few observations were made, rain water reaches the valley centre mainly in runnels or gullies. Some, falling on the interfluves, may be absorbed and emerge on the backslopes bounding the interfluves as structurally and lithologically determined springs. Some concentrates into runnels most of which grow and die intermittently on the surface, though some develop and enlarge becoming difficult to distinguish from gullies arising from springs. Whatever the sizes of the water streams or their patterns of movement corrasion is the dominant process. Whereas non-turbulent non-corrasive sheet floods may occur none were seen and, owing to the surface irregularities of most footslopes, it would appear that the thickness of the water sheet would have to be measured in feet if it were not to be directed into channels by waste fragments. This seems to be the least common of the processes.

(3) The humid tropics. In humid regions the speed of waste preparation appears to be relatively greater than the speed of waste removal, at least in non-massive rocks. Most slopes are mantled with fine waste and, except on massive rocks, waste fragments on the surface are small and have macro-sizes that do not greatly vary.

When rain falls water lubricates and removes any very fine waste as minute mud flows. This process does not last long since runnels soon form, whose patterns and directions are determined by the larger waste fragments and clumps of vegetation. Most runnels appeared of equal size and evenly spaced on any area of slope surface that could be examined from a single viewpoint, but concentration does seem to occur and the resulting gully may penetrate to the bedrock, though such dissection, arising from the concentration of surface water, appears less caracteristic of the humid than of the arid tropics.

If the effects of water moving over the surface in sub-parallel corrading runnels were similar to those of soil creep, debris creep or rock creep, one might expect that surface forms and slope development would depend on the waste-preparation/waste-removal ratio. Where the surface waste is uniformly fine, the vegetation cover thick and the waste-preparation/waste-removal ratio is high, the presence of elements rather than facets suggests that the effects of removal by movement of water over the surface may be similar to those of creep. On the other hand it may be that in such places water movement at the surface is ineffective as a transportating agent. It is true that outcrop curvature may be identified on some slopes and here creep must be faster than removal by water.

Where, on steeper slopes, the vegetation cover is intermittent and the soil or regolith contains a mixture of large and small rock fragments, the surface forms become faceted, or if elements occur they may intersect in angular junctions. If the micro-forms of such slopes are examined it may frequently be seen that each rock fragment (or group of rock fragments) and vegetation tuft (or group of tufts) may be said to constitute a "resistant cap-rock". The micro-slope forms associated with it are similar to the macro-slope forms discussed above; they

are cliff, backslope and footslope. The presence and extent of each micro-slope section depends on the proximity and size of the cliff forming fragments or tufts, and these collectively may control the angles and forms of the whole of the backslope. If there is a progressive change in the proximity and size of fragments the slope profile is curved, if the changes occur by stages the slope is faceted, and this is particularly true where there are any local concentrations of vegetation tufts or rock fragments. Such concentrations often occur near the slope foot, though not continuously, so than angular and curved junctions, facets and elements may occur side by side along its length.

As in arid regions surface water forms runnels, which move between the larger waste blocks and vegetation tufts, carrying away the finer grains and causing the subsidence of the fragments and vegetation which have been undermined. As in arid regions also water concentrates effectively at the junction of the backslope and the footslope. This maintains the frequently abrupt difference in inclination between the steeper slope containing coarser waste, which is being undercut, and the gentler slope on which fine waste is being transported. Since backslope/footslope junctions vary from sharply angular to curved it seems that the removal of fine waste is sporadic. The fact that backslopes vary in inclination seems to confirm this conclusion.

A little simple geometrical analysis can soon indicate whether downward as well as backward corrasion has occured on any valley side and will show whether the slopes have been subject to parallel retreat. There is no doubt that in many cases both replacement and decline have been prevented. It may have been achieved, in the manner already described, by runnel concentration between waste fragments or grass tufts at the backslope/footslope junction, or by the development of the well-known marginal depressions which are of frequent occurrence.

If parallel retreat has occurred either the footslope must have been lowered equally all over by an amount comparable to the lowering of the backslope/footslope junction, or a marginal depression must have developed, which could have been initiated either by the concentration of surface water in runnels or by spring sapping. It is inconceivable that sheet flood could achieve the lowering of the footslope owing to the density of the vegetation. The fact that all footslopes are dissected by gullies suggests that gully erosion is the prime factor in lowering the footslope surface.

Many gullies appear to have originated in structurally and lithologically (geologically) located spring sapped depressions. In some places surface concentration, related to the true slope and surface irregularities, has resulted in (morphologically located) gully dissection, which appears "superimposed" on the structures. Gullies which originate both from geological and morphological controls seem to be the most important factors determining parallel retreat and the perpetuation of slope forms. Yet gully dissection must be intermittent, otherwise the whole landscape would be deeply dissected and, though gullies occur, this is manifestly not so.

It might be argued that the intermittent development of runnels is adequate to perpetuate slope forms. If this is correct the concentration of wash, that always tends to occur at a facet junction, must be enough both to corrade and prevent

the extension of the footslope at the expense of the backslope, and to remove a layer of equal thickness from the whole of the footslope at the same time. However this does not seem to be an effective mode of development where the waste layer is thick and uniformly fine. Here gully dissection seems the most likely agent. Where the waste layer is thin, and the fragments are of varying composition and size, corrasion in runnels may be more effective. Where the waste layer is virtually absent runnel corrasion is likely to be the most effective process in perpetuating slope form. It is able to attack the waste fragments as they are created both at facet junctions and on facet surfaces, thus preventing slope replacement. It can also stop the accumulation of pockets of waste at facet and element junctions which, if it occured, would cause slope decline. If this argument is valid parallel retreat in the humid tropics is primarily the result of gully corrasion. In the arid tropics it is due to corrasion in both gullies and runnels.

The importance of polycyclic and polyphase erosion

Everywhere in West Africa there is evidence of polycyclic or polyphase (SAVIGEAR, 1956) incision. All footslopes are stepped and the gullies which traverse them are frequently terraced and in some places, with lateral slopes composed of faceted convexities, show evidence of phased cliffing and/or incision. It seems that intermittent waves of erosion move up the gully systems from the main streams and cliff the backslopes, either by headward extension up the true slope or by lateral extension at the backslope/footslope junction along the marginal depressions. In many cases the small risers which traverse the footslope have their own minor marginal depressions which are in the nature of "subsequent" gullies tributary to the "consequent" footslope gullies. It is by no means clear that the knick points of the gully thalwegs, the gully terraces and the convex faceted gully slopes, are of poly-epi-cyclic origin. They may arise from the structural splitting of major cyclic incisions or they may be related to climatic variations. It does seem that gullies, whether of morphological or geological origin, help in maintaining the maximum inclination of the backslope and in corrading and reducing the surface of the footslope. In this work phased incision plays an important role.

Residual Hills

Residual hills in West Africa appear to be of five types (Figure 1).

Type I

This form is smoothly concave-convex in outline. It occurs more frequently in the humid than the arid tropics but may be found even there in non-sedimentary rocks. It seems to be a characteristic form in non-massive rocks with a homogeneous lithology and/or where the relief is low and/or the waste blanket is thick.

Type II

This form is smoothly concave below the cliff which is a characteristic feature of the upper slopes. It is especially common in horizontally bedded sediments and where "resistant" dykes or ironstone caps occur. The slopes are usually dissected by closely spaced gullies and the gully interfluves and thalweg forms resemble each other closely. In places very deep gullies may create a second cliff below that at the crest.

Type III

This form is composed of angularly intersecting facets. If elements occur they frequently intersect in angular junctions. The penultimate form may be cliffed or possess a weathering convexity of short radius. It is found characteristically on horizontally bedded sediments, or "resistant" dykes or massive rocks. Gullies, if present, are irregularly spaced and create cliffs.

Type IV

This is a faceted convex residual in which the lower concave units, which may be facets or elements, form only an insignificant proportion of the whole. Whereas the height of Types I to III is usually low the convex faceting of Type IV is particularly characteristic of the higher residuals. It is common to the arid and the humid tropics since all landscapes reflect the influence of an intermittently falling base level.

Type V

This differs from the other four types in that; (i) it occurs only in metamorphic or igneous rocks; (ii) normally (though not always) it possesses a curved (pseudo-bedding) joint system which reflects the current surface form, or a form only in the initial stages of destruction; (iii) its surface is usually of bare bedrock, patches of regolith occurring only on the characteristically dome-like crest, or in hollows on the normally steep flanks, or on the gently inclined lower concave slopes if these are present; (iv) whether the residual forms occur singly or in groups they appear unrelated to the regional drainage patterns which are superimposed on their distribution and, unlike the other four types, they lie only fortuitously on watersheds[4]). Their characteristics are so unusual that some further considerations of their origins and forms seems worth while.

Although the most striking feature is the smoothly convex bare bedrock dome, smoothly concave-convex and faceted outlines also occur (Figure 2). Consideration of their field relationships prompts the suggestion that most of these hills are evolving in the course of polycyclic or polyphase exhumination. Where they occur in groups and form hill masses valley terrace systems may be traced into and/or across the residual cluster. Such terrace systems, or individual terraces, appear in some cases as footslopes or, where large streams are superimposed on single residuals, as true river terraces. Thus some occur in or on the very banks of rivers. Elsewhere some benches appear structurally guided. Two possible explanations of the origins of the observed forms are suggested.

(1) Evolution controlled by process. There is some evidence for the belief that the three characteristic forms (a), (b) and (c), illustrated in Figure 2, I, are created before exhumation and the other forms, which these residuals exhibit, arise during sub-aerial destruction. If the exhumed slopes are low and rounded (Figure 2, I, [a]) accumulation of waste products is likely to be relatively faster than removal and their slopes will *decline*. Where the form has great relative relief (Figure 2, I, [b]) the presence of a fluctuating water table through wet and dry seasons might encourage gullying and parallel retreat. Where the initial slopes presented at the surface are very steep (over 37°—38°) or vertical (Fi-

4) See for example map sheet IGANGAN $\left(\text{Africa Sheet } \frac{\text{North B–31}}{\text{D 1}}\right)$ at 1 : 125 000. Printed by the Federal Survey Department, Nigeria.

gure 2, I, [c], and the total mass of the residual is small so that the water table is unlikely to rise into the hill, *slope replacement* appears the most likely form of evolution. In this conception the unusual outlines are presented *de novo* and are being moulded to conform to the patterns of one or other of the Residual Types I, II, III or IV (Figure 1).

(2) Evolution controlled by structure. The characteristic form types could be explained equally well if it were assumed that the curved pseudo-bedding patterns control the modification of the residual once it has been exhumed (Figure 2, II). The difficulty, in this conception, lies in explaining how a process or combination of processes may, in conjunction with a strong structural control, result in the progressive steepening of a slope profile. If a slope is to be maintained or steepened as much or more waste has to be removed from the base as from the crest, otherwise decline or replacement is inevitable. It has already been argued that corrasion must occur if this is to be prevented. Spring sapping and chemical weathering leading to granular disintegration, with transportation of the fine insolable quartz waste by sheet flood, may be the processes causing this apparently exceptional mode of evolution.

If there is direct break down from the bedrock composing the slope or cliff to very small grains which, in the presence of water, stand at a very low angle of rest (1°—7°) a replacing slope in bedrock need not develop since all the granular waste is potentially movable, even from the foot of a slope or cliff. It could accumulate at this junction of backslope and footslope but, since it is potentially mobile, it is more likely to be removed than the bedrock which has yet to be weathered.

Continuous chemical weathering of a bedrock surface coupled with the immediate removal of granular waste by sheet flood could be expected to produce surface irregularities. Examination of the surface of any of these hills will reveal flutings, mounds and depression, of which some are lithologically (or structurally) and some gravitationally directed. While such micro-features are developing at the surface, water is also moving down the joints and the pseudo-bedding planes. Thus waste blocks are loosened by granular disintegration along these and, whether they are destroyed *in situ* or removed by free fall, the creation of surface irregularities must commence again on the plane surface of the pseudo-bedding planes beneath. Shallow gullies for example are unlikely to deepen by more than the thickness of the uppermost pseudo-bedding layer since this is being separated from the bedrock by the penetration of weathering. Each pseudo-bedding layer is consumed from above and below.

During heavy rainfall in the humid tropics water courses over the bare bedrock surface carrying away the chemically loosened grains or fragments. The water sheet moves forward in waves and appears to be true sheet flood. Even on steep bedrock slopes however it concentrates into runnels and these originate the lithologically (or structurally) and gravity guided flutings and shallow gullies. Nevertheless sheet and stream flood are not the only processes of removal. In places large talus blocks covering a replacing slope connect a near vertical, and structurally guided, cliff above and a low angle footslope in waste or bedrock below. Where such forms occur it is clear that free fall is the dominant process of transportation. Since gentle bedrock slopes, steep bedrock slopes and bedrock cliffs occur, as well as talus slopes, it seems possible to conclude that these hills

are modified not only by granular disintegration with removal of the rock waste by running water, but also by block formation (probably induced by granular disintegration along the pseudo-bedding planes) with removal by free fall under gravity.

Where slopes are gentle the removal of waste blocks by gravity (or other processes) is likely to be delayed indefinitely. Wherever slopes are steep or vertical removal is almost certain to follow production immediately. By contrast sheet or stream flood is likely to remove granular waste as quickly from a gentle as from a steep slope. If this is established and accepted it is possible to argue that the pseudo-bedding patterns control the evolution whatever processes are dominant. The essential point is that, while granular weathering and removal by sheet and stream flood can occur whatever the inclination, block formation and free fall characterise only steep slopes and cliffs. Thus granular disintegration and flood removal give way in importance to block formation and gravity removal as slopes steepen. As the vertical component in the pseudo-bedding becomes more significant large blocks of waste will, more frequently, roll, slide or fall to the foot of the slope. There is progressively less time as the slopes steepen for granular disintegration to destroy them.

While the slopes of a newly emergent rock dome are gentle (Figure 2, II. Profiles, AA to EE) the waste is prepared by granular disintegration and removed by sheet or stream flood. As the bedrock slopes steepen eventually they reach inclinations only a little above the angle at which waste blocks can remain indefinitely *in situ* on a bedrock surface (c. 37°—38°). Removal is not immediate and the delay is such that any blocks reaching the foot of the slope are likely to disintegrate before others can fall and combine to produce, colletively, a talus slope (Figure 2, II. Profiles, EE to HH). Eventually however a slope will be reached from which waste blocks will be removed immediately they are produced and, when this occurs, *slope replacement* is likely to supersede *steepening* (Figure 2, II. Profile HH). The vertical or near vertical pseudo-bedding planes determine the parallel retreat of the cliff and the immediate removal of loosened blocks. Talus is produced far more quickly than it can be broken up or removed and the cliff consumes the remainder of the residual leaving bedrock talus covered slopes behind. The new tent-shaped residual (HIH) should then evolve according to the waste preparation/waste removal ratio or (if it occurs) the influence of spring sapping. Thus all the forms illustrated in Figure 2, I, could occur in the course of the evolution of a single rock mass. In this conception there need be only one initial form and the three characteristic form types (a), (b) and (c) (Figure 2, I; thickened lines) arise during the progressive adjustment of surface form to pseudo-bedding structures and joints, or spring sapping.

(3) The problem of origins. In many localities boulder heaps and bedrock forms occur and resemble the tors of south west England. Their origins may be similar to those suggested for such forms by D. L. Linton. An adaptation of his hypothesis is illustrated in Figure 2, III, (a), in which it is assumed that the exhumation of a bedrock dome has been delayed so that only the crest appears. Chemical weathering has penetrated along the joint system and, the waste being removed from the interstices, a boulder heap is left. Further exhumation would result in the removal of the boulders and an unweathered convex dome might appear comparable to that in Figure 2, I, (a).

In Figure 2, III, (b) the idea of the deep weathering of the bedrock along closely spaced joints is adapted to illustrate another concept of the origins of these hills. When dissection occurs it follows the weathered zones and leaves the unweathered areas upstanding. The pseudo-bedding structures correspond to the chemically weathered layers of core-stones but, by comparison, on a gigantic scale.

A further concept is illustrated in Figure 2, III, (c). It is suggested for three reasons:

(i) J. D. FALCONER frequently refers to Cretaceous and Tertiary sediments resting on the "hummocky granitic floor". I did not see this relationship in the field but there is no doubt that the stripping of the Mesozoic and Tertiary sediments will leave an erosion surface on which monadnocks could occur[5]).

(ii) It is not uncommon to observe bare bedrock slopes at 37°—38°, paralleled by pseudo-bedding which curves up and becomes parallel to the cliff, which the 37°—38° slope appears to be replacing. If this form is developing currently one would expect the pseudo-bedding structures to be truncated on the slope as a result of free fall from the cliff. If however it has arisen as a result of granular disintegration and removal by sheet or stream flood, the inclination of 37°—38° is difficult to explain. This is the most common maximum angle for scree controlled slopes and yet here no scree is to be found.

(iii) Although tributary streams, and many reaches on major streams, are closely adjusted to structure it is generally true to say that the rivers on the metamorphic rocks of Nigeria are superimposed.

In the light of these three observations it is not irrational to assume that certain of these bare bedrock hills are exhumed Mesozoic, Tertiary or more recent monadnocks or interfluve forms. A possible mode of origin is suggested in Figure 2, III, (c), in which deep weathering along zones of interstice concentration (below the sedimentary or waste cover) is assumed to play a part in creating the surface forms which appear on exhumation. A further point this concept, of the burial and exhumation of a mature or possibly senile landscape, explains is the origin of the pseudo-bedding patterns which so closely parallel the surface forms in many of the bare bedrock hills. They have been impressed by the weight of overlying sediments.

Some tentative conclusions

(1) Forms and processes. Where the interstice pattern is even I suggest that slopes in non-massive rocks tend to be composed of convex and concave elements whereas in massive rocks they consist of angularly separated facets. In non-massive rocks *decline* is the characteristic mode of slope evolution whereas in non-massive rocks it is *replacement.* If the interstices are close together waste production is so fast, relative to the rate of waste removal, that the bedrock becomes blanketed. In massive rocks the initial rate of production of waste blocks is very slow by comparison with their subsequent break up, and relatively swift removal.

---

[5]) See FALCONER Plate XVI opposite page 245.

On slopes in such rocks the waste blanket is likely to be thin and slope replacement will occur. These conclusions tend to apply in all climates but may be upset locally by variations in the density of vegetation which, though it cannot retain waste indefinitely in a particular place, tends to delay waste removal. If vegetation varies in distribution and density along a slope there is likely to be an uneven rate of removal, and breaks of slope may develop at the boundaries of areas with denser vegetation.

If the interstice concentration (and therefore massiveness) varies climate may become a significant determinant of slope form since this "controls" (a) the absolute speed with which waste can be removed and (b) the density of the vegetation cover which influences the rate of removal. Thus in arid regions the structure in horizontally bedded sediments is picked out in the finest detail. In humid regions a similar structure is blanketed by the waste layer which is produced at maximum speed in the rocks with the closest interstice concentration, but cannot be removed immediately, and obscures the bedrock surface of the slope as a whole. The denser vegetation cover of humid regions emphasises this distinction.

Steep slopes may be perpetuated and footslopes elongated by corrasion in gullies or runnels. These may arise from the concentration of water underground into large or small intermittent or permanent springs, or from the concentration of water at the surface between large and/or small waste fragments and/or tufts of vegetation. Where gullies, from either source, develop and grow in close proximity, the long profile forms of the gullies may impose themselves on the hillsides. *Parallel retreat* may therefore be attributed to gully erosion.

It seems that runnel erosion may be equally efficaceous in perpetuating slope forms though where it occurs they tend to be faceted and angular rather than smoothly curved in outline. When water courses down a slope in runnels any variation in surface resistance encourages undercutting and steepening, as for example where waste fragments are of unequal size, and this is followed by undermining and subsidence as the fine waste is removed to constitute the surface of the footslope. Such processes are intermittent and phases of downward and backward corrasion by water in runnels are intermingled with others of waste accumulation. Facets and breaks of slope are characteristic of such slopes but elements may be found where accumulation has occurred.

Parallel retreat may be aided also by phased or polycyclic incision which works its way headward along the gullies of which most run parallel to each other into and up the backslope, though some elongate as marginal depressions along the backslope/footslope junction.

The generally dome shaped bare bedrock hills and the associated cliffs and scree slopes and heaps of rock waste, which may be observed in West Africa on massive igneous and metamorphic rocks, are unrelated to the regional drainage patterns which appear superimposed on them. These hills seem to be in the course of exhumation though it is difficult to decide whether their characteristic forms, normally paralleled by pseudo-bedding, have developed during or after exposure at the surface, or whether they originated before burial. It seems likely that some are tors though others may be Cretaceous, Tertiary, Pleistocene or Recent monadnocks or interfluve forms developed before, or in the course of, burial, and modified by weathering at depth and during exhumation.

An example of the landforms characteristic of the humid tropics is illustrated in Figure 3. Four dome-shaped bare bedrock hills occur in the western quarter of the map. One, almost destroyed by spring sapping and gully erosion, lies in the east. Notice the marginal depression developing in the west.

(2) Terminology and the West African Landscape. I have avoided the terminology frequently used in discussing the African landscape since certain terms have been ascribed to different forms and some are associated with concepts that I do not think are valid. We already have a framework in which our growing knowledge of landscape evolution may be fitted and I see no advantage in creating a new terminology where the old is adequate. For example, the substitution of *pediplain* for *peneplain*, even if there were no downwasting in Africa (which is untrue) serves no useful purpose. Furthermore *inselberge* has no advantage over *monadnock* though *bornhardt* might be used to describe a pre-Cretaceous or pre-Tertiary exhumed monadnock. If inselberge were used to describe residual forms such as those of the residual hill Type II (Figure I), terms should also be found to describe Types I, III and IV, and inselberges occur in Western Europe as well as Africa. *Tor* is a perfectly satisfactory term for groups of exhumed core-stones. Extensive footslopes may grow whatever the mode of slope development and in many cases arise because of structural and lithological control. *Pediment* is a term associated usually with arid processes but like *cuesta* is a landform which, according to the existence of particular factors, may or may not develop during the modification of a land surface. Should it not be used therefore to describe footoslopes wherever they occur? Nevertheless, as our recognition of the nature of surface forms becomes more precise, I suggest we shall need a descriptive non-genetic terminology of the kind I have tried to develop in this article.

Acknowledgements

I gratefully acknowledge the financial assistance provided by the Department of Geography of the University College of Ibadan, the Research Fund of the University of Sheffield, and the Council of the Royal Geographical Society. I am indebted to so many that they cannot all be listed, but I am especially grateful to Professor B. J. GARNIER, Professor A. BROWN and Dr. S. D. ONABAMIRO of the University College of Ibadan, and the British West Africa Corporation and the Institut Français d'Afrique Noire. I am also indebted to Mr. H. WALKLAND and Mr. J. E. HALL, Senior Technicians in the Department of Geography at the University of Sheffield, for drawing the illustrations.

References

BRYAN, K.: "The retreat of slopes", Annals of the Association of American Geographers, 30, 254—268, 1940.

DAVIS, W. M.: "Piedmont benchlands and Primärrümpfe", Bulletin of the Geological Society of America, 42, 399—440, 1932.

FALCONER, J. D.: "The geology and geography of Northern Nigeria", 1911.

KING, L. C.: "Cannons of landscape evolution", Bulletin of the Geological Society of America, 64, 721—752, 1953.

LINTON, D. L.: "The problem of tors", Geographical Journal, 121, 470—487, 1955.

PENCK, W.: "Die Morphologische Analyse", 1924. English Translation by H. CZECH & K. C. BOSWELL, "Morphological analysis of landforms", 1953.

Savigear, R. A. G.: "Some observations on slope development in South Wales", Transactions and Papers, 1953. Institute of British Geographers, **18**, 31—51, 1953.
—: "Technique and terminology in the investigation of slope forms", Premier Rapport de la Commission pour l'Etude des Versants, **1**, 66—75, 1956.
Savigear, R. A. G., & Waters, R. S.: Land Form Survey, Report No. 1, Sheffield, July 1959.
Waters, R. S.: "Morphological Mapping", Geography, **43**, 10—17, 1958.
Wood, A.: "The development of hillside slopes", Proceedings of the Geologists' Association, **53**, 128—138, 1942.

L'évolution des versants en Tunisie présaharienne

Par

R. Coque, Paris

Des observations faites dans le Sud tunisien aboutissent à des conclusions d'intérêt général concernant l'évolution des versants en milieu aride. Elles portent sur la partie présaharienne de l'Atlas étalée de part et d'autre des grands chotts au-delà de Gafsa. L'ensemble appartient aux domaines bioclimatiques méditerranéens aride et saharien d'Emberger, caractérisés par une pluviosité annuelle comprise entre 100 et 200 millimètres et un climax steppique.

I. Versants et paléoversants

Des formes structurales classiques sont dégagées dans un matériel où alternent surtout des calcaires et des marnes du Crétacé et parfois de l'Eocène. Toutes se résument dans l'association de deux types de versant, structural et à corniche.

Les affleurements calcaires définissent les versants structuraux. Dans ces formations litées en bancs plus ou moins épais et réguliers, ils correspondent souvent à divers plans stratigraphiques, eux-mêmes entamés par l'érosion dans bien des cas. Leurs pentes et leurs profils restent sous la dépendance étroite des pendages tectoniques.

Les versants à corniche tirent leurs caractéristiques de la superposition dur-tendre. Les calcaires déterminent des corniches de puissance variable. Dans le djebel Tebaga, au sud des chotts, elles présentent une nette convexité au sommet. Au dessous se développment des talus taillés dans les marnes, et interrompus de microreplats en fonction d'intercalations calcaires. Dans l'ensemble, les pentes moyennes se maintiennent autour de 22 à 30°. Les profils, toujours tendus, sont concaves.

Dans les deux cas, les versants se prolongent vers l'aval en glacis d'érosion. Ceux-ci s'épanouissent dans les piémonts des djebels, à la faveur de l'existence de puissantes formations plissées du «Mio-Pliocène», et du Crétacé inférieur à faciès wealdien. Partout l'analyse morphologique permet de discerner trois glacis emboîtés.

La plupart du temps le glacis moyen constitue l'élément fondamental du paysage. Il prolonge les versants à corniche au delà d'une courte concavité. Avec les versants structuraux, par contre, le raccord se marque par un «knick». La pente atteint 10 à 15° à l'amont, puis elle s'atténue rapidement jusqu'à devenir insensible. Réciproquement, les deux autres glacis occupent des espaces restreints. Des lanières d'interfluves ou de simples buttes-témoins représentent le plus élevé. De son côté, le niveau inférieur s'emboîte dans le glacis moyen sous la forme d'une basse terrasse. La convergence des profils successifs vers l'aval est la règle générale. On signalera, enfin, l'existence de rares vestiges d'un quatrième glacis, localisé dans le djebel Tebaga, entre le foum el Argoub et la cote 422.

Sur chacune de ces formes des couvertures de Quaternaire alluvial masquent la roche nivelée. Leurs épaisseurs n'excèdent pas 5 à 6 mètres *et diminuent vers l'aval*. Elles dépassent cependant l'importance des pellicules alluviales de glacis d'érosion fonctionnels, sans modifier de façon essentielle les caractères morphologiques dûs au nivellement.

A l'exception de la basse terrasse, des croûtes épaisses de 60 cms à 1 mètre les coiffent. Les analyses chimiques révèlent leur nature essentiellement gypseuse. Le sulfate de calcium constitue 70 à 90 % des échantillons où sont noyés de rares grains de quartz ou de minéraux lourds. Si l'ensemble de ces caractères se retrouve dans les croûtes de tous les glacis, on peut démontrer leur appartenance à des épisodes d'encroûtement distincts, intervenus au terme de l'élaboration de chacun d'eux.

Mais ces cuirasses ne se limitent pas aux piémonts. A l'amont, on observe leur passage sur les versants structuraux et à corniche. Avec l'accentuation de la pente, elles se réduisent d'abord à des revêtements d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, recouvrant parfois des éboulis anguleux. Ils se prolongent eux-mêmes par des placages minces, disséminés çà-et-là dans des anfractuosités de la roche, avant de disparaître des sections les plus inclinées.

A l'aide de ces formations repères, on peut distinguer les vestiges de deux ou trois paléoversants, sur les versants à corniche, et surtout dans les piémonts où les roches meubles ont favorisé les emboîtements. La divergence des talus successifs vers le bas traduit un certain raidissement de la pente, à l'inverse de l'aplatissement souligné par la convergence des glacis vers l'aval. Au total, la courbure générale tend à s'accentuer.

II. L'évolution morphoclimatique des versants (1)

Les emboîtements résultent d'une série de ruptures d'équilibre entre la production des débris et le ruissellement. Parmi les facteurs susceptibles de les expliquer on éliminera les mouvements tectoniques. Les glacis ne présentent, en effet, ni pentes anormales ni traces de déformations. D'une façon générale, il n'existe aucune preuve de perturbations de cette nature dans l'ensemble du Sud tunisien après le Villafranchien, époque de la dernière phase orogénique de l'Atlas.

De son côté, l'allure des profils successifs montre qu'on ne saurait invoquer un simple abaissement par saccades des dépressions fermées servant de niveaux de base. A ce point de vue les grands chotts jouent un rôle essentiel. Or, l'hypo-

(1) R. Coque: Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes, 1958, t. XVII pp. 59—81.

thèse d'une intervention de phénomènes de subsidence doit être écartée, d'autant plus que deux d'entre eux, le Fedjadj et le Rharsa, se trouvent en situation anticlinale. Les seules variations possibles proviennent des vicissitudes de leur évolution morphologique. Elles consistent dans une alternance de périodes de sédimentation et de creusement éolien provoquée par des fluctuations climatiques.

L'instabilité du climat apparaît donc comme l'unique cause des particularités de la morphogenèse. Les croûtes gypseuses mortes en soulignent des moments remarquables. Lié à un intense saupoudrage de poussières salines, prélevées aux chotts par le vent et cimentées par les eaux atmosphériques, leur épanouissement suppose une large stabilisation des formes. Celles-ci implique à la fois la paralysie des actions météoriques et la concentration linéaire du ruissellement permettant leur développement sur de vastes espaces. Les deux s'expliquent par une oscillation sèche du climat, qui stoppe la fragmentation et provoque, par conséquent, un déséquilibre constant du rapport entre la puissance et la charge des écoulements épisodiques.

Pendant la période d'humidité maximum le ruissellement assure l'évacuation des matériaux. En aval, la réalisation et le maintien de l'équilibre puissance-charge permet l'élaboration des glacis par érosion latérale dans les roches meubles. Puis l'assèchement se manifeste d'abord par l'épandage des couvertures alluviales. Il dénonce la surcharge momentanée des écoulements, conséquence d'un véritable nettoyage de la partie amont des versants, où les débris en transit deviennent plus mobiles avec l'appauvrissement de la végétation dû à la crise climatique. Oblitérées, les actions météoriques n'assurent plus l'entretien d'un capital dont l'épuisement crée les conditions du déséquilibre puissance-charge. Désormais les versants se ravinent. Mais l'apparition de la croûte gypseuse, consécutive au déclenchement simultané de la déflation à la surface des chotts, les revêt bientôt d'une cuirasse efficace. La dissection se cantonne dans les zones de convergence du ruissellement, et notamment en face des «foum» qui débouchent sur les piémonts. L'abaissement des niveaux de base causé par le creusement éolien ne saurait influer sur la dissection des versants, étant donnée la concentration des crues. La convergence des profils résulte de la décroissance des morsures linéaires des écoulements depuis les impluviums. Au plus fort de l'aridité, les versants apparaissent pratiquement figés.

Le renversement du mouvement climatique entraîne un retour progressif à une situation comparable à celle des débuts de l'évolution. Il se traduit, en premier lieu, par une accélération du ravinement dûe à la lenteur de la reprise de la production des débris. Lorsque celle-ci suffit à saturer les ruissellements, un nouveau versant s'inscrit dans le précédent suivant une pente et un profil déterminés par les conditions nouvelles.

La genèse des versants est faite de la répétition de plusieurs séquences identiques. Rien ne nous oblige à envisager de profonds bouleversements atmosphériques entre les divers moments. Les processus en activité caractérisent toujours des systèmes d'érosion de type aride. De simples changements dans leur importance relative peuvent expliquer les discontinuités de l'évolution, car on sait la précarité des équilibres en milieux bioclimatiques arides. Une alternance d'accentuations et d'atténuations de la sécheresse suffit à interpréter les faits de façon satisfaisante.

Cependant, la diminution de l'amplitude des emboîtements, le façonnement d'une simple terrasse d'érosion, et l'absence de croûte lors de l'ultime séquence, prouvent des oscillations humides de plus courtes et atténuées. Des modifications des pentes accompagnent cette accentuation de l'aridité. Le raidissement des talus marneux exprime l'incapacité de la fragmentation à retrouver un rhythme capable d'annihiler les effets du ravinement à l'amont. Cette diminution de la charge disponible s'exprime en aval par l'aplatissement des profils d'équilibre des glacis. La fermeture progressive de l'angle formé par les deux reflète l' accentuation de la discontinuité dans l'évolution du rapport puissance-charge.

III. Les mécanismes géomorphologiques et leur efficacité

Dans les conditions climatiques actuelles, qui représentent la période d'assèchement inaugurée après l'élaboration de la basse terrasse, les versants sont à peu près morts. La présence d'une vieille patine continue, sur les bancs calcaires aussi bien que sur les blocs et les cailloux éboulés, démontre l'absence de toute fragmentation. Certes, des fentes plus ou moins nombreuses les parsèment, mais il s'agit d'une fissuration ancienne, aujourd'hui bloquée. Les seules retouches sont le fait des morsures du ravinement dans les marnes des talus. Elles apparaissent en réalité peu efficaces. Lors des pluies, les eaux s'écoulent moins par d'éphémères rigoles que de façon diffuse, vers des ravins dont les entailles émoussées montrent la faible activité. L'incapacité des ruissellements à provoquer des éboulements des corniches par soutirage, comme à débarrasser les versants des minces éboulis anciens, donne toute la mesure de leur impuissance (2).

Il y a donc peu d'enseignements à tirer des faits actuels concernant les mécanismes géomorphologiques passés. Le système d'attaque des calcaires, en particulier, reste délicat à préciser du fait de l'insuffisance des témoignages. On peut seulement affirmer qu'il est à dominante mécanique, car les traces d'altération chimique se réduisent à quelques petites cuvettes de dissolution localisées sur des replats à peu près horizontaux. Par contre, le problème du choix entre la cryoclastie et la thermoclastie demeure difficile à résoudre.

Les seuls documents sont les éboulis libres ou scellés par les croûtes gypseuses. Mais existe-t-il des critères morphologiques valables, permettant de distinguer avec certitude les deux modes de fractionnement, lorsque les débris ont été altérés postérieurement et ne présentent pas de fissuration classique? A vrai dire, celui par simples chocs thermiques ne compte guère de partisans, sinon pour expliquer la desquamation en dalles minces. Actuellement, la température des calcaires peut atteindre 70° et tomber après le coucher du soleil, sans qu'on observe pour autant de traces d'enlèvement sur les bancs rocheux, ou le moindre éclat frais à leurs bases. D'aucuns envisagent alors l'intervention parallèle de phénomènes d'hydratation et d'hydrolyse liés à la présence de sels et d'eau. De toutes façons, les tensions engendrées par les réactions chimiques ne pourraient qu' amplifier jusqu'à la rupture des fentes préalables ayant capturé les sels. A défaut, la pénétration de ceux-ci s'opère en solution si le calcaire n'est pas trop compact. Cette diffusion aboutit alors à une pourriture de la roche, comme nous avons pu le constater sur des blocs posés en plein centre du chott el Djerid depuis dix ans. Dans le cas pré-

(2) Une tentative d'expérimentation par marquage à la peinture n'a pas donné des résultats.

sent, les périodes les plus favorables à de telles actions, par suite de l'intensité des phénomènes de saupoudrage de poussières salines, coïncideraient avec les maxima arides caractérisés au contraire par une véritable paralysie de la production des débris.

Ainsi, l'hypothèse d'un débitage par le gel paraît la plus vraisemblable. Or, les premiers cailloux calcaires nettement gélivés viennent d'être trouvés en Tunisie dans le secteur du djebel Bargou, à 200 kilomètres au nord de notre région. Au Maroc, le caractère froid des périodes de fragmentation est aujourd'hui solidement établi par de nombreux faits d'observation. Dans le Sud tunisien, l'inexistence de tels indices s'expliquerait par la faiblesse des altitudes, l'absence de grands réfrigérateurs comparables aux Atlas marocains, la moindre humidité dûe à la situation géographique, et la compacité de la plupart des calcaires. En fait, le volume total de débris fournis apparaît bien minime, à en juger par le recul très limité des corniches et la dégradation relativement faible des versants structuraux. La minceur des couvertures alluviales issues des nettoyages successifs confirme ces conclusions. L'absence de convexité au sommet des corniches localisées au nord des chotts, malgré la lenteur de leur recul exprime également l'inefficacité de la gélifraction. Aussi semble-t-il raisonnable de la relier à des climats semi-arides frais.

Détachés des corniches, des blocs basculés par soutirage, ou des versants structuraux, les fragments descendent par gravité. Les cailloux patinés et à peu près stabilisés à l'heure actuelle forment en effet de minces éboulis secs. En dépit des apparences, les éboulis scellés par les croûtes gypseuses entrent eux-mêmes dans cette catégorie. Dans les coupes, leurs éléments se concentrent à la base. Du gypse pulvérulent mêlé à du sable fin comble les vides, puis forme le reste de l'empâtement cuirassé au sommet. Il s'agit donc d'un matériel soufflé sur les versants, au moment des oscillations sèches qui provoquent leur stabilisation, et non d'un lubrifiant ayent facilité les déplacements.

La descente est discontinue. Dès leur détachement, les débris dévalent la pente jusqu'à des positions d'équilibre déterminées par leurs calibres, leurs formes, et les obstacles rencontrés. Désormais, le mouvement ne peut reprendre qu'avec l'intervention de ruissellements élémentaires, rain wash et rill wash, aboutissant parfois à des ravins. Si la fragmentation des éboulis se poursuit sur les talus, les calibres limites au-delà desquels elle s'arrête excèdent le plus souvent leur capacité de prise en charge. De toutes façons, il faut expliquer le mouvement des gros éléments. Les ruptures d'équilibre successives provoquées par l'affouillement des marnes jouent un rôle essentiel. Mais il n'en est pas question sur les versants structuraux où les ruissellements élémentaires restent sans effets. Dans bien des cas, les pendages tectoniques suffisent alors à faciliter l'évacuation par glissements sur les dalles.

Une augmentation de l'efficacité des moyens de transport marque le passage aux glacis. Le contraste s'accuse avec la concentration des eaux réalisée aux débouchés des «foum». Il provoque un aplatissement brusque des profils d'où résulte le «knick». Celui-ci s'accuse à la base des versants structuraux où s'ajoute une discontinuité lithologique. Au-delà, les écoulements parfois étalés en nappes façonnent les glacis, qui assurent l'évacuation des matériaux jusqu'aux niveaux de base.

La possibilité de dater les paléoversants successifs, grâce à des découvertes archéologiques, permet d'établir avec une certaine précision le bilan de l'évolution dans un intervalle de temps déterminé. Dans le piémont de la cuesta septentrionale du djebel Tebaga, par exemple, un peu à l'ouest du «foum» el Argoub, on dénombre les trois glacis classiques du bassin des grands chotts entaillés dans les marnes multicolores et les grès friables du Crétacé inférieur à faciès wealdien, à 23, 14, et 3 mètres, au-dessus des thalwegs actuels. En quelques points, les plus anciens se rattachent encore aux versants à corniche déterminés par les calcaires dolomitiques du Cénomanien sur les sables blancs et les marnes vertes de l'Albo-Aptien. Sur les talus, des vestiges emboîtés des paléoversants convergent alors vers le haut. Ils prouvent l'irrégularité du recul de la corniche, qu'on peut estimer à 2 ou 3 mètres au maximum, depuis le glacis supérieur. Or, l'industrie trouvée à Redeyef dans sa pellicule alluviale le date de l'Acheuléen moyen (3). Ainsi se manifestent l'extrême lenteur de l'évolution des versants en milieu aride, et en particulier la grande résistance opposée par les calcaires.

(3) R. Coque — E. G. Gobert: Congrés International INQUA, Madrid-Barcelona 1957.

Notes on the Evolution of Slopes in an Arid Climate

By

Boleslaw Dumanowski

with 5 figures and 4 photos

Preface

While in Egypt, I had the opportunity of examining slopes on the area of an arid climate. It is well known that the authors who have been discussing slope evolution have hitherto laid the main stress upon the interpretation of the relationship between the form of slope, and climate, or processes at work on this form. My own observations point to a rather greater interdependence between the slope form and the geological structure than the above mentioned agents. I intend to discuss below several cases of characteristic slope profiles from the areas of the Eastern Desert and the Libyan Desert.

Examples of slope profiles

Near Edfu, in the Eastern Desert, the landscape is represented by an approximately level surface cut asunder by fairly deep wadis. Usually, the wadi slopes show the profile shown in Fig. 1. The upper slope rim is built of a very

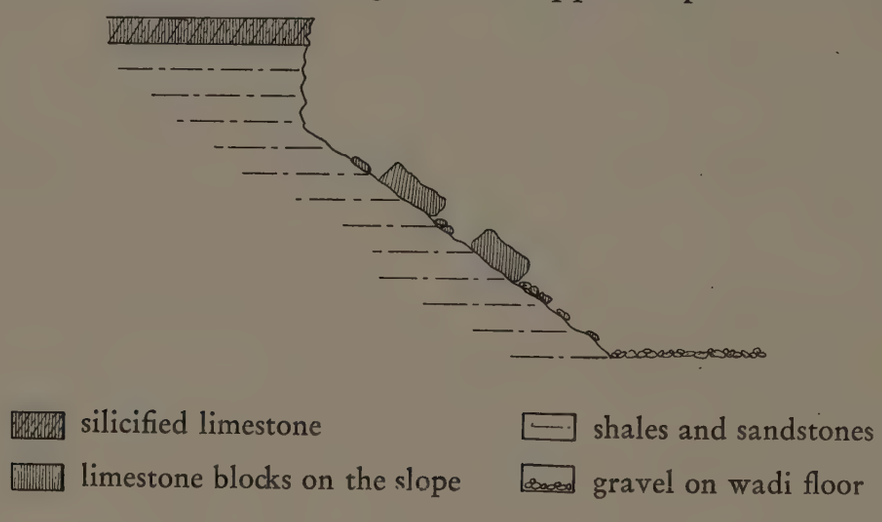

Fig. 1. Slope profile in the area of Wadi Hilel

resistant silicified Maestrichtian limestone, of an average thickness of 1 to 2 m. Underneath lies a formation of Nubian Sandstone. In most cases this is a very finegrained mudstone or sandstone of slight resistance. The floor of the wadi is covered by a sheet of faintly rounded gravel. Both the Nubian Sandstone and the superimposed limestone are laid down almost horizontally.

As a rule, the slope consists of two distinctly different parts; the upper, nearly vertical, and the lower, inclined. The upper part may also be of a different form (Fig. 2).

Fig. 2. Relief of upper part of slope

The inclination of the lower part shows an angle of 30—40°. In slope sections where sandstone is exposed, convex surfaces may be observed; the mudstone, being less resistant, shows concave surfaces. The covering layer consisting of talus blocks generally discloses a very small thickness; in many instances, there is no cover at all.

As a rule, the knick between the valley side and the wadi floor is very sharply defined.

A totally different landscape is found in the area situated further east, near the shore of the Red Sea. Here extends the Etbai mountain ridge, built chiefly of metamorphic rocks; intrusive rocks occur less frequently; for the most part they belong to the Archaean. Numerous faults and changes of strike and dip are evidence of powerful tectonic disturbances. This ridge is cut apart by larger and smaller wadis with level floors. Most frequently we observe here valley sides with cross-sections as shown in Fig. 3.

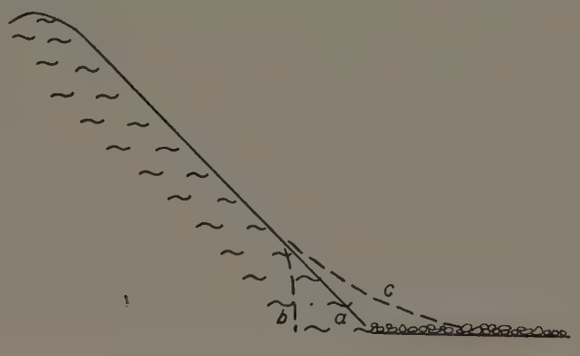

Fig. 3. Characteristic slope profile from Wadi Debbagh

As a rule, the upper part of the slope is convex; usually it takes up less than one quarter of the slope length. The middle part, running in a straight line, generally comprises more than a half of the slope. In cases when this slope section extends as far as the wadi floor, without being acted upon by lateral erosion, it shows form "a". If, however, this slope section has been undercut

by lateral erosion, form "b" results. Slopes which lean towards depressions, or such as fall to higher base levels, such as terraces, rock ledges or the like, show a bottom section with a concave profile shown in "c".

In this area, the inclination of slopes varies within the range from 5 to 90°. Usually we can see gentler slopes on ridges or inselberg-type elevations of lesser height; on the other hand, higher ridges show steeper slope inclinations. The steepest forms appear on valley sides undercut by lateral erosion, or in the uppermost sections of high ridges.

Most characteristic is the exceptionally small thickness of loose material covering the slopes, there even predominates a bare rock surface on the slopes. In many instances, too, we note the absence of loose material on top of feebly resistant schist surfaces inclined at less than 4 °.

In the geological structure of the southern part of the Eastern Desert, granites play an important role. In this area, in the vicinity of Wadi Hodein, the granite slopes present the form shown in Fig. 4.

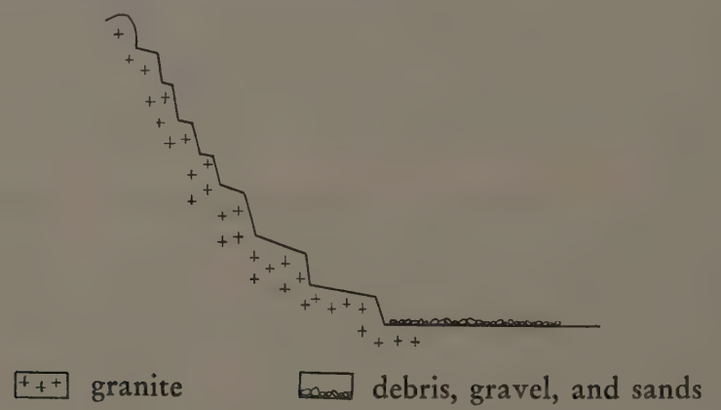

Fig. 4. Relief of granite slopes

The outline of this slope is clearly abnormal. The whole slope surface abounds in numerous steps, conformable with the sheet joints of the granite; the height of the steps depends on the thickness of the granite banks. Dependent on the inclination of the sheet joints, these steps extend either horizontally or at an angle steeper or gentler. Bed rock outcrops also occur in this area.

In the Libyan Desert I have studied the slopes surrounding the Bahariya Depression and the inselberg structures situated within this depression. Their form resembles that described from the Edfu region (Fig. 5).

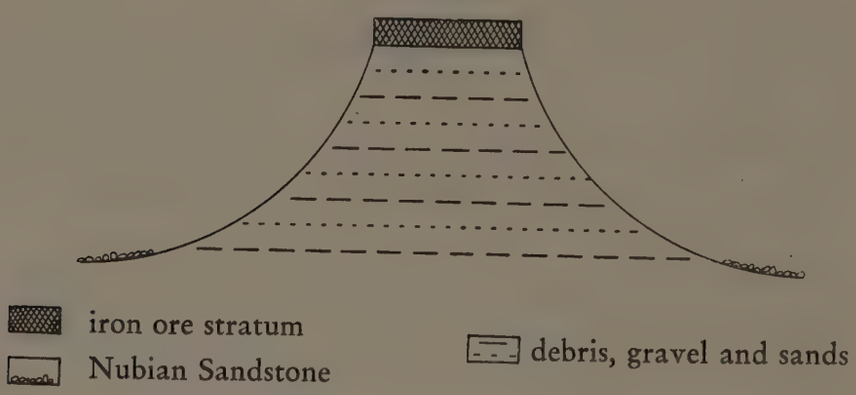

Fig. 5. Slopes of inselbergs in Bahariya Depression

The slopes of the depression as well as its inselbergs show a concave profile. The conspicuous upper rim is connected with the occurence of more resistant formations, such as limestones or iron ore strata. These usually overlie formation of Nubian Sandstone, much less resistant to weathering. Just as it is in the region of Edfu, also here the individual strata disclose either a slight inclination, or they extend horizontally. The lower slope sections are often dissected by erosive gullies.

In addition to most common slope forms described above, one may also see in Egypt — although much less frequently — slopes of different profiles. In areas where sedimentary rocks exhibit steeper inclinations, there is a distinct asymetry of slope forms. In such cases, one of the slopes is inclined conformably with the dip of the rock strata. Within the granites lacking clearly noticeable sheet joints, no "step-like" profile is in evidence; such slopes show either a straight-line form or a convex one.

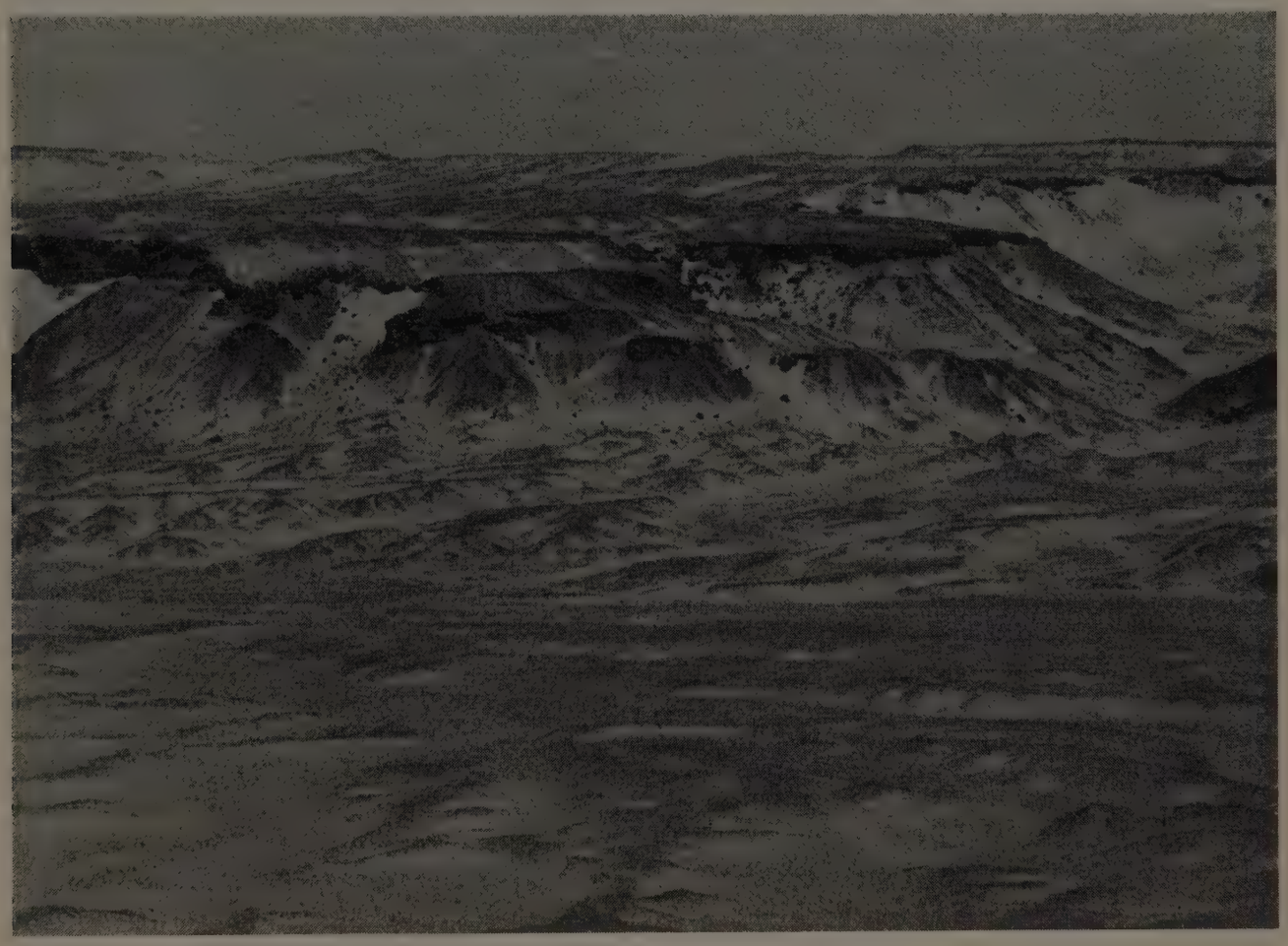

Fig. 6. Landslide scars on the slope in the area of Bahariya Depression

While examining the surfaces spreading at the base of the slopes in the area of Wadi Debbagh and Wadi Hodein, I have repeatedly noted an exposed bed rock overlain by a thin sheet of loose material. The inclination of these surfaces oscillates between 1 and 3°. The thickness of the accumulative cover on the bed rock is from 0 to 1 m. I have found rock surfaces of this kind within the range of crystalline schists and of granites.

Among forms appearing on slope surfaces there are steps and erosive incisions. The occurence of steps is caused by exposures of harder rocks, by sheet joints, or by landslides. As far as the latter are concerned, they occur in regions of sedimentary rocks and most frequently in places where two wadis meet. Many such steps may be seen, in the Bahariya Depression, on the slopes of Gebel Horabi (Fig. 6). Forms of erosive incisions usually appear on concave slopes.

The most characteristic feature, common to all slopes described above, is the small amount, or the complet absence, of loose material on the slope surface. This feature may be found not only on steep slopes but likewise on slopes of very slight inclination.

Another important morphological feature in the discussed area is the sharp knick between the slope and its base.

Discussion

In their description of slopes in areas of a semi-arid or arid climate, many authors call attention to the forms being most diverse. S. PASSARGE (21) emphasizes the fact that the slope profile of the inselbergs is either convex, or straight-lined, or concave. L. WAIBEL (24) agrees with K. BRYAN (4) that the difference in slope inclination is caused by differences in types of rocks. O. JESSEN (13) discusses instances of inselbergs in Angola and states that their slopes are either slightly concave, or more often straight-lined, or sometimes convex.

The majority of scientists calls attention to the interdependence existing between the type of rock and the inclination of slope. According to K. BRYAN (4), slopes of coarse-grained granites, of massive lavas and of Tertiary conglomerates have the steepest inclinations; much gentler slope inclination is found within the range of fine-grained granites, gneisses, schists and tuffs. This view is shared by L. WAIBEL (24). S. PASSARGE (21) stresses the significance of the debris cover for the slope form. L. KING (16) also ascribes a prominent part to the structural agent in an arid climate. In his opinion dome-shaped elevations, which W. DAVIS looks upon as being forms typical for the cycle of erosion in an arid climate, show forms determined mainly by their structure. However, this author fails to be persistent in his opinion, arguing with A. STRAHLER (23) he claims that the slope form is solely dependent upon the processes acting upon it. The inconsistency in KING's views seem to have resulted from a defective presentation of the problem. For any competent discussion of the evolution of the above mentioned form one must clearly determine, on the one hand, the part played by the material (its geological structure), and on the other hand, the role of sculpturing agencies.

On the basis of his observations carried out at Verdugo and San Raphael Hills, Los Angeles County in California, A. N. STRAHLER (23) asserts, on page 804, that ". . . we might conclude that factors other than rock type influence slope more strongly." STRAHLER's viewpoint seems to be justified, only as far as the region of his research work is concerned; for STRAHLER's research region, it should be borne in mind, is not a region of an arid climate. This leads to far-reaching consequences. On the other hand, it is a fact that the slopes examined by STRAHLER are valley sides of more or less narrow valleys where a powerful activity of flowing water must be taken for granted.

It follows from the above examples that, in Egypt, slope forms are closely linked with the geological structure. However, the enormous influence of the structure is by no means limited to an arid climate. It is well known that in a humid climate there occur rock walls in areas built of horizontally deposited quader sandstones. A convenient instance is provided by the "Stołowe Góry" ("Heuscheuer Gebirge") in the Sudeten Mountains. I have seen similar profiles in quader sandstones occuring in the vicinity of Canton in China, in a monsoon climate. This proves that quader sandstones deposited horizontally form wall slopes indepedently of climatic conditions.

When comparing forms of slopes built of metamorphic rocks in an area of an arid climate and a temperate one, we cannot fail to see that they are much alike.

Fig. 7. Slopes within the area of metamorphic rocks. A pediment visible at the base

Usually differences are apparent only in the lengths of the convex and the concave sections. In a temperate climate these sections are longer, and they frequently contact each other directly, whereas in an arid climate they are divided by a long straight-line section, which represents an essential part of the slope form (Fig. 7). A sharp knick in the lower part of the slope appears to be far more common in an arid climate than in any other.

Contemplating the influence of the geological structure upon the slope form, I have in mind first and foremost, three major features: 1) arrangement of strata in sedimentary rocks, 2) differences in resistance of individual rock types, 3) density and directions of joints. The remaining features I consider less essential.

In Egypt, sedimentary rocks are relatively little disturbed; in the majority of cases, they lie horizontally. Due to the fact that the thickness of the individual strata is small, we usually observe several strata on the slope. Within this kind of rocks, the slopes are mostly very steep, especially in the upper part. The outcrops of more resistant rocks form breaks in the slope form, which results in a diversified profile. Very frequently resistant strata build the upper section of the slope; in such cases there may be seen a sharply defined rim between the slope and the flat surface at the top of the slope. The absence of a hard top layer causes the top part of the slope to be rounded.

Within magmatic and metamorphic rocks a difference of rock resistance is likewise revealed by breaks in the slope profile.

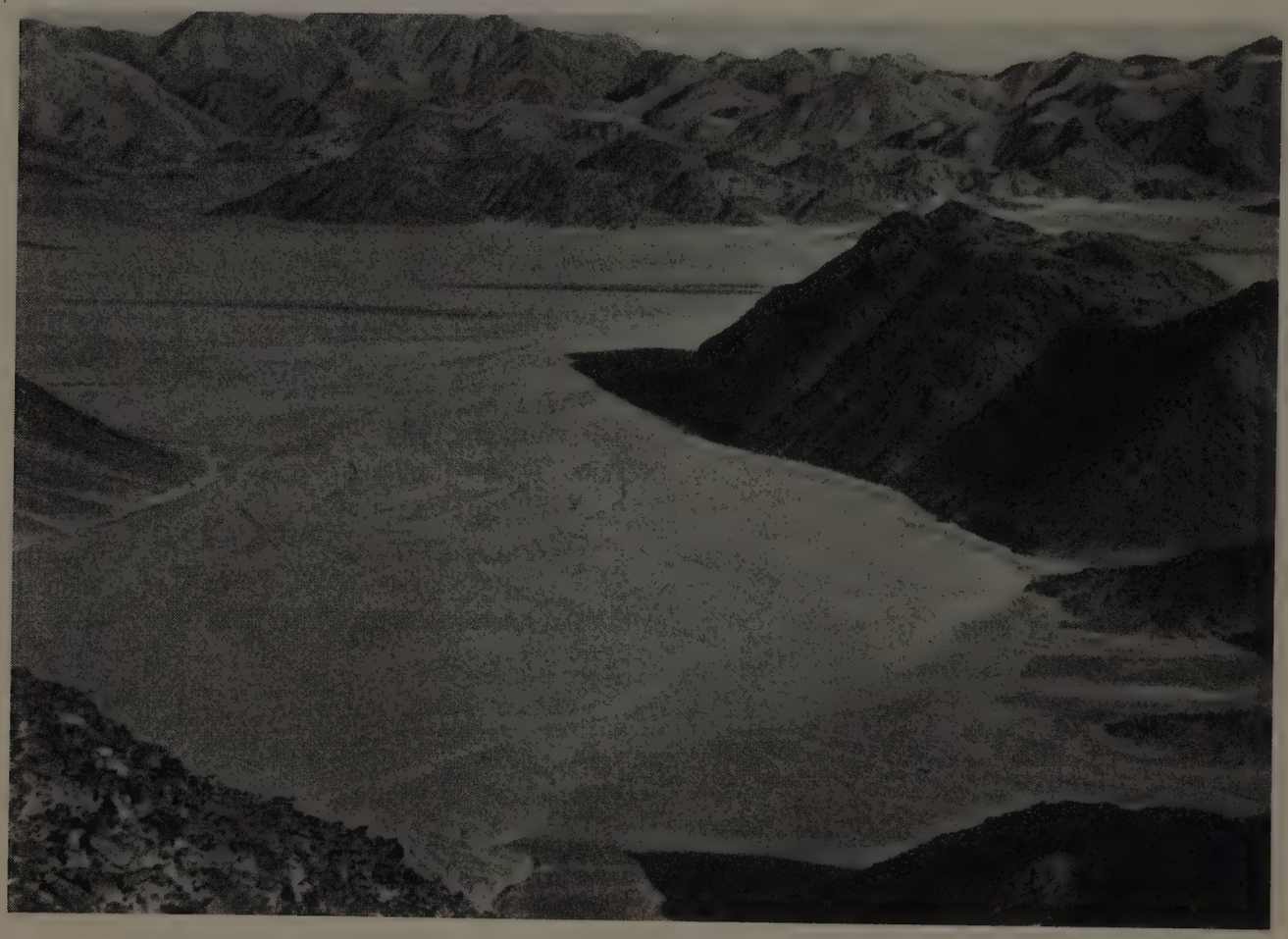

Fig. 8. Wadi forms in the area of the Etbai ridge in the Eastern Desert

As far as joints are concerned, their influence is best seen within granites. Where such joints exist, the slope shows distinctly a "step-like" profile. Where joints are lacking, the slope profile within the granites resembles the form which the slope has within the jointless metamorphic rocks.

The Eastern Desert consists of a flat plateau transsected by deep wadis, and of the rocky Etbai ridge. Considering the forms of these wadis there seems to be no doubt regarding their erosive origin. In many places terraces are found. The wadi floors are covered by more or less rounded gravel. Thus, in the landscape of the Eastern Desert, beside flat surfaces, the erosive forms appear to be most important. This proves that in the present aride climate, processes

connected with the action of flowing water clearly dominate over processes of deflation and sand-blast erosion (Fig. 8).

In investigations hitherto undertaken on slope problems, the question of geological structure has been neglected, or treated rather superficially. On the other hand, much more consideration has been given to processes. Of these the following are considered to be most important: weathering, sheet wash (Flächenspülung) or rill wash ("Rinnenspülung"), lateral erosion, and tectonic movements (L. Waibel [24], K. Bryan [47], H. Mortensen [18], J. Büdel [6], W. Penck [22]. S. Passarge [20, 21] emphasizes the influence of chemical weathering upon the disintegration of rocks in an arid climate. This author also calls attention to the great significance of the undermining by flowing water, of blocks lying on the slope ("Flächenunterspülung").

A more detailed discussion of the influence of lateral erosion is given by D. Johnson (14) and E. Blackwelder (2).

As a rule, less significance is being ascribed to tectonic processes.

In examining processes exerting their influence on the evolution of slopes, a very important factor is the position of the slope with regard to the valley. Undoubtedly, the evolution of slopes which constitute valley sides has a different course from that of slopes surrounding isolated inselbergs. Within the area of valleys, erosion — both linear and lateral — plays an important part. D. Johnson (14) is right in ascribing great significance to lateral erosion, especially as to the development of young valleys. However, as a valley widens, this significance necessarily gradually decreases. In broad valley forms, lateral erosion is very much limited, or its influence disappears altogether; this has alredy been pointed out by K. Bryan (5). Thus the theory of a zone of lateral planation on the forefield of mountains, as suggested by D. Johnson, does not seem justified.

I have said before that, in an arid climate, the scantiness of loose material laid upon slope surfaces is a common feature of these surfaces. On the other hand, the wadi floors are covered by large quantities of slightly rounded gravel. It seems to me that this feature should be ascribed to slope wash. Infrequent, but torrential rains in this area sweep down almost completely the slope waste accumulated since the previous precipitation. Thus the evolution of the slopes proceeds chiefly under the influence of two processes: weathering and slope wash. The slope wash which completely strips the slope surface of the weathered rock waste, contributes in this climate, towards a homogeneous weathering of the entire slope surface. Such slopes disclose a positive "denudation balance", in the sense formulated by A. Jahn (12). These effects of the two processes described above are responsible for a relatively long duration of the steepness of the slope. Evidently, this refers only to such slopes as lack a clearly defined orientation of structure. In the latter case, a steep slope is often maintained irrespective of any processes.

Within the range of both sedimentary and metamorphic rocks, slopes which are situated at some distance from channels of periodical water flow display a tendency towards forming a concave profile. Observation shows that, for the most part this is brought about by organized flow of water in the lower part of the slopes; this is indicated by forms of erosive incisions occuring there (Fig 9). Such erosive forms on the slopes clearly confirm H. Baulig's (1) opinion as to

the influence of organized slope wash on the profile of the lower slope part. Still, one can also find there concave slopes devoid of erosive incisions. Only granites with distinctly visible joint planes exhibit a somewhat different development. On the road between Aswan and Al Abraq there extend granite ridges of various heights; their slopes show a "stepped" profile. Vanishing hillocks of the height up to 2 m continue to form steps built of disintegrating rock blocks.

In this climate, one cannot share the views voiced by W. M. DAVIS (7), B. GILBERT (11) and H. BAULIG (1) on the part played by creep movements in the formation of a convex relief in the upper part of the slope. The small quantities of flowing water and the infrequent precipitation preclude the possibility of this process taking place here. The resulting convexity can only be explained by the weathering being most intensive at the rim.

Fig. 9. Erosive incisions on inselberg slopes, on the floor of the Bahariya Depression

Nearly all scientists describing landscape forms in an arid climate call attention to the sharp knick existing between the slope and its base. S. PASSARGE (20, 21) attributes the formation of this knick to an increased force of slope wash and erosion along the steep slope. Less importance is ascribed to such factors as differences in rock material, activity of organisms, and wind. L. WAIBEL (24) considers the sharp knick to be connected with reduced damage to the surfaces of the slope bases which are covered by talus; his interpretation, however, seems to be ambiguous. An interesting viewpoint is put forth by O. JESSEN (13); in

his opinion the sharp knick has developed chiefly because of chemical weathering and slope wash. Still, this theory seems rather doubtful. According to J. DRESCH (9), the development of the sharp knick is largely determined by the structure of the rock.

On the basis of his own investigations, L. KING (16) ascribes the existence of the sharp knick to rock resistance or to frequency of precipitation. Hard rocks show a sharp knick, whereas in soft rocks the knick is replaced by a concave rounding. Sharp knicks also occur in regions with torrential rainfall. My own studies make me believe that the occurence of sharp knicks is connected first and foremost with the character of the processes, and to a lesser degree with the type of the rock. The joint effect of processes of weathering and slope wash contributes to the preservation of sharp knicks. Still, a fundamental part is played by lateral erosion which produces identical effects in various climates.

Considering the slope profiles presented above and all the controversial viewpoints, the evolution of slopes in an arid climate may be interpreted as follows.

In the majority of cases, the slopes observed today in the discussed area must have been produced by erosion or by tectonic movements occuring earlier than the Holocene. The influence of erosion appears to have been most effective during pluvial phases. Only the valley sides of smaller wadis may be considered present forms. In the initial stages of evolution of slopes which are bordering valleys, the linear erosion was a chief agent responsible for the evolution. During this stage, the influence of the geological structure was very limited, perhaps it did not play any part at all.

As soon as the longitudinal profile of the valley had adjusted itself to the level of the base of erosion, lateral erosion became the decisive agent. As the valley floor was being widened, the influence of lateral erosion gradually decreased. During both the first and the second stage, the slopes were steep, showing distinctly a sharp knick at their base.

Subject to an entirely different regime is the evolution of the slope in the subsequent, the third, stage. Here the evolution is determined only by two processes, i. e. weathering and slope wash. Undoubtedly there also existed the influence of wind erosion, but it must have been considerably smaller. Under no condition can wind erosion have had the significance ascribed to it by CH. KEY (15). During the same period, the slope form is being considerably adapted to its geological structure. Compact rocks with distinct sheet joints develop a "stepped" profile. Sedimentary rocks deposited horizontally, yet with a varying resistance of different strata, produce a diversity of slope form. Where the upper slope section contains more resistant strata, the sharp knick between the slope and the overlying surface is preserved; in inverse instances, the knick becomes rounded. The knick at the slope bottom disappears; a concave slope section is developed. Only where the rock has distinct joints, the knick persists until the slope is completely destroyed.

The transition from the second evolutionary stage to the third is by no means abrupt. Within the same wadi we observe slopes which are both in the second and in the third stage of evolution. This depends on the width of the valley, the general arrangement of its drainage system, and on the resistance

of the rocks. Depending on the geological structure of the lower slope section, there may develop erosive incisions increasing the size of the concave section of the slope. Most frequently such incisions are carved in impermeable and feebly resistant rocks.

Some of the incisions are apt to form new wadis as they are growing in size; in this manner they dissect the original valley side more and more. Ultimately this produces inselbergs.

Both lateral erosion and weathering, combined with slope wash, bring about a retreat of the slopes. Unless they are protected at their top by a more resistant layer, the slope is bound gradually to reduce its angle of inclination. Thus, a homogeneous slope retreat in the latter phases of slope evolution occurs only in cases of a favourable geological structure. As a rule, any retreat of slopes is connected with a change of slope inclination; this may best be observed on smaller hills. Here, the geological structure of the slopes and not the resistance of the rock, as claimed by KING, is of major importance. For in a homogeneous rock, its resistance is merely liable to influence a more or less rapid course of the process. The real changes must be ascribed to the rock structure.

Owing to slope retreat, pediments are being produced at the slope bases. Thus the evolution of a slope depends on: climate, geological structure, and influence of linear and lateral erosion. This theory is fully in accord with the opinion put forth by J. DRESCH (9).

Conclusions

From the examples of slope profiles described above we are justified in drawing the following conclusions regarding the evolution of slopes in an arid climate.

1. The area lacks a characteristic slope profile with strictly defined shape.
2. The slope form here depends, first of all on geological structure, and also on the form inherited from a previous different (pluvial) climatic period.
3. The slope maintains its inclination solely in conditions of a favourable geological structure.
4. On a slope which is not a valley side, the activity of processes tends to produce a concave profile.
5. The most important processes sculpturing a slope are weathering, slope wash, and lateral erosion.
6. Erosion moulds a slope in two opposed directions:
   a. lateral erosion tends to produce a convex profile on wadi slopes,
   b. erosion of organized water courses in the lower part of the slope changes its profile into a concave one.
7. The rate of slope wash going forth on the entire slope surface equals the rate of weathering. Thus the denudation balance of the slope is either in equilibrium, or it is positive.
8. Due to the effects of the processes of weathering, slope wash and lateral erosion, the slopes tend to retreat, their inclination being reduced at a very slow rate.
9. In consequence of the retreat of slopes, pediments are being produced at their bases.

References

1. Baulig, H.: Le profil de léquilibre des versants. Annal. de Geogr. **XLIX**, 1940.
2. Blackwelder, E.: Desert plains. Jour. Geol. vol. **39**, 1931.
3. Blair, T.: Climatology, General and Regional. New York 1942.
4. Bryan, K.: The Papago Country, Arizona. U. S. Geol. Survey Water Supply Paper 400, 1925.
5. —: Processes of formation of pediments at Granit Gap, New Mexico. Zeitschr. f. Geomorph. **9**, 1936.
6. Büdel, J.: Sinai, „die Wüste der Gesetzesbildung". H. Mortensen zu seinem 60. Geburtstag. Bremen-Horn 1954.
7. Davis, W. M.: The convex profile of bad-land divides. Science **XX**, 1892.
8. —: Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig u. Berlin 1912.
9. Dresch, J.: Sur les pediments en Afrique mediterraneenne et tropicale. C. R. **XVI** Congres Int. Geogr. Lisbonne 1949.
10. Mc Gee, W. J.: Sheetflood erosion. Bull. Geol. Soc. Am. vol. **8**, 1897.
11. Gilbert, G.: The convexity of hilltops. Jour. Geol. vol. **17**, 1909.
12. Jahn, A.: Bilan de denudation du versant. Czasop. Geogr. T. **XXV**. Z. 1/2, 1954.
13. Jessen, O.: Reisen und Forschungen in Angola. Berlin 1936.
14. Johnson, D.: Rock planes of arid regions. Geogr. Review, vol. **22**, 1932.
15. Key, Ch. R.: Rock-floor of intermont plains of the arid region. Bull. Geol. Soc. Am., 1908.
16. King, L. C.: Canons of landscape evolution. Bull. Geol. Soc. Am. vol. **64**, 1953.
17. —: Research on slopes in South Africa. U. G. I. Prem. rapp. de la comm. l'etude des versants. Amsterdam 1956.
18. Mortensen, H.: Inselberglandschaften in Nordchile. Zeitschr. f. Geomorph. **4**, 1929.
19. —: Über Wandverwitterung und Hangabtragung in semiariden und vollariden Gebieten. U. G. I. Prem. rapp. de la comm. l'etude des versants. Amsterdam 1956.
20. Passarge, S.: Das Problem der Skulptur-Inselberglandschaften. Pet. Mitt., 1924.
21. —: Das Problem der Inselberglandschaften. Zeitschr. f. Geomorph. **4**, 1929.
22. Penck, W.: Die morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
23. Strahler, A. N.: Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Am Jour. Sc. vol. **248**, 1950.
24. Waibel, L.: Die Inselberglandschaft von Arizona und Sonora. Jubiläumssonderband d. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, 1928.

Über aride Verwitterung unter besonderer Berücksichtigung natürlicher und künstlicher Wände in Ägypten

Von

Georg Knetsch, Würzburg

Mit 10 Abbildungen

I. Region, Klima, Objekte und Problem
II. Der Gesamtkomplex der Verwitterung in Ägypten
III. Zur Entstehung natürlicher Wände in Ägypten
IV. Wandverwitterung und ihre Entwicklung durch den Klima-Ablauf der letzten 10 000 Jahre
V. Schlußfolgerungen
VI. Zusammenfassung

I. Region, Klima, Objekte und Problemstellung

Die derzeitige klimatische Lage Ägyptens ist bekannt (Huzzayin [1941], Murray [1949, 1951], Graziosi [1952], Schwarzbach [1953], Butzer [1957 bis 1959]). Auch die Variationsbreite des Klimas der sich über mehr als 1000 km erstreckenden Flußoase ist geläufig. Das jüngste Paläoklima hellt sich langsam auf, es wird weiter unten noch besprochen.

Nähere Angaben, zugleich Bemerkungen über das Mikroklima in der Natur und am Bauwerk, finden sich in einer Arbeit von Knetsch & Refai (1955) ferner bei Murray (1951), Kassas & Imam (1957).

Als „Wände" werden in Material und Form relativ einheitliche, steiler als 60° stehende Gesteinsoberflächen angesehen, die gelegentlich Übergänge zum „Steilhang" zeigen. Sie sind — soweit sie nicht künstlich hergestellt wurden — als Flächen strukturell[1]) prädestiniert oder präformiert.

Wesentlich für unsere Betrachtungen ist die Datierbarkeit junger Vorgänge der exogenen Dynamik durch Denkmäler alt-ägyptischer Kultur, die uns einerseits durch die Bearbeitung natürlicher Wände, des anderen durch Bauwerke Zeitmarken geliefert hat (Sandford [1934], Winkler [1938/1939], Butzer [1958] u. w.).

[1]) Unter „Struktur" werden hier auch solche sekundären Merkmale verstanden, die gravitativ (Schaufelsprünge) oder durch Entspannung eines aufsteigenden Gesteinskörpers entstanden sind.

Da die Wandverwitterung im Vordergrund dieser Betrachtungen stehen soll, muß versucht werden, diese Spezialentwicklung aus dem breiten Angriff exogener Faktoren auf das Gestein herauszuschälen. Es wird sich daher nicht vermeiden lassen, den Komplex der wesentlichen Verwitterungs-Phänomene in Ägypten im ganzen zu umreißen.

Regional werden in unsere engere Betrachtung einbezogen:

1. Nachweisbare Abfolgen der Wandbildung und Wandzerstörung im Bereich des und am großen Felsentempel von Abu Simbel in Nubien (Nubischer Sandstein).
2. Datierbare und durch das Aswan-Reservoir verschärfte Wandverwitterung bei Kasr Ibrim, einige Kilometer nördlich von Abu Simbel (Nubischer Sandstein).
3. Geochemische Verwitterungserscheinungen an Bauwerken der Insel Philae, dicht oberstrom (südlich) vom alten Aswan-Damm durch das im Nilstau veränderte hydrologische Milieu (Nubischer Sandstein und wenig Granit).
4. Verwitterungserscheinungen an Bauwerken usw. im Bereich von Luxor und Karnak (Nubischer Sandstein) im Bereich aufsteigender Grund- und seitlicher Schutt-Feuchtigkeit.
5. Wandbildungs- und Umbildungs-Phänomene an natürlichen Wänden verschiedener Bereiche und lithologischer Provinzen des Landes (Kalkwände im Tal der Könige und im Mittleren Niltal, Granitwände in der Ostwüste Ägyptens, Grauwacken- und „Breccia-verde"-wände mit Felszeichnungen ebendort usw.)

Diese Objekte werden vom Standpunkt des exogenen Angriffs und ihrer spezifischen Reaktionen aus betrachtet, also nur beschränkt in der oben angeführten Reihenfolge behandelt werden.

II. Der Gesamtkomplex der Verwitterung in Ägypten

„Verwitterung" bedeutet Anpassung eines Lithosphärenmaterials an ein ihm (vom Ort seiner Entstehung aus gesehen) fremdes Milieu, dessen Hauptkomponenten exogenen Ursprungs sind. Diese sehr breite und revolutionäre Material-Umstellung reicht von der Bodenbildung über subaquatische Vorgänge soweit in den Bereich der Erdkruste hinein, wie Entspannungs-Zerlegung, Öffnung von Inhomogenitätsflächen und Wanderung von phreatischen Wässern mit ihren zersetzenden Attributen in die Erdhaut eingreifen (vgl. a. Lucas [1905, 1919], Walther [1924], Kaiser [1926], Blanck & Passarge [1925], Mortensen [1902 bis 1956], Goldich [1938], Laudermilk [1951], Reiche [1950], Wilhelmy [1958] u. a. m.).

Die Umstellung auf ein neues „environment" führt auch in der hier behandelten Sphäre über die Lösung, Lösungsmigration, Zersetzung und Umkristallisation hinaus in den Bereich der Mineralneubildung. Bei neuen (am Würzburger geologischen Institut durchgeführten) Untersuchungen über Bausteinverwitterung fanden sich besonders in solchen Ausgangsgesteinen, die lithogenetisch als labil zu gelten hatten, röntgenograpnisch nachgewiesene neugebildete Illite und Kaolinite (Kessler 1960).

Die scheinbar stärkste Steuerung erfährt die Verwitterung durch das Klima, und zwar durch das Megaklima und das Mikroklima (+ Bauwerksklima).

Die in dieser Betrachtung im Vordergrund stehende Aridität ist ebenfalls ein komplexer Begriff (E. KAISER, J. WALTHER und H. MORTENSEN, K. BRYAN, BLACKWELDER u. a.[2]). Der Kern des Ariditäts-Problems liegt in dem Verhältnis des Wasserhaushaltes einer geologisch-geographischen Einheit zu seinem atmosphärischen Partner, also im Mengen-Gefälle des Grenzbereiches zweier „Speicher" mit allen seinen variablen und variierenden Komplikationen durch Druck, Temperatur usw. Der rein mechanische Angriff der Wüstenverwitterung tritt zurück.

Die Wirkung des Sandschliffes ist lange Zeit überschätzt worden, z. T. deshalb weil sie mit anderen Verwitterungsphänomenen konvergiert. Sand-Korrosion ist in der Bildung von „ventifacts", Windkantern, in der Anreicherung von Deflationspanzern (oder -Rückständen), in den „Wannen" (KAISER [1926]) und Stromlinienkörpern wenig-resistenter Sedimente eindeutig, in Stichen und Schliffen an „wind-gaps" (wo eine Düsenwirkung die normale Windgeschwindigkeit verstärkt), an einigen Pilzfelsen und Fußpartien von Wänden. Überwiegend aber sind die früher dem Winde zugeschriebenen Wirkungen durch zumeist chemische Vorgänge erzeugt[3]).

Weitere mechanische Verwitterungserscheinungen sind echte Insolationszerlegungen und — zumeist in Kombination mit anderen Faktoren — die Abschalung bei der subaerischen Zurundung von Blöcken.

Bedeutungsvoller scheinen die chemischen Vorgänge der ariden Verwitterung (BLANCK & PASSARGE [1925], MORTENSEN [1933], KNETSCH & REFAI [1955], WELTE [1959], KESSLER [1960]). Verantwortlich für sie ist (Abb. 1) das Verhalten der Boden-, Grund- und Bergfeuchtigkeit, die im Verdunstungsbereich der Lithosphäre (auch Bauwerken aus Lithosphärenmaterial) und in einer Zone, die in wechselnder Dicke in kapillarer Kommunikation mit ihr steht, entweder aufgefüllt oder geleert wird, sich also von der Verdunstungsfront weg oder auf sie zu bewegt.

Die „Verdunstungsfront" kann von der „Außenseite" des Gesteinsverbandes ebenso ausgehen, wie von einer offenen Kluft[4]).

Die in Frage stehenden Wässer sind teils autochthone Niederschlagswässer, teils hygroskopisch oder durch Kondensation erworben, teils (allochthon) seitlich oder von unten zugeführt. Ihr Gesamtbestand im Gestein wird unter dem Begriff der Gesteins- oder Bergfeuchtigkeit zusammengefaßt. Er verharrt vielfach lange im geochemischen Milieu des Wirtsgesteines und strebt nach einem chemischen Gleichgewicht zu ihm. Die kapillare Wanderung erfolgt aufwärts, seitwärts, abwärts, auf gekrümmter Bahn. Schon im humiden Gebiet enthalten solche Kapillar-Wässer gelöste Stoffe. Normalerweise wird dieser Lösungsinhalt durch Diffusion über den Bestand des erreichbaren Lösungsmittels hin ausgeglichen, so daß es keine Konzentrationsunterschiede mehr gibt.

Wenn der im Ariden dominante Verdunstungssog, d. h. der kapillare Nachschub von Feuchtigkeit in die evaporierten Außenportionen des Kapillarsystems

---

[2]) Eine über die hier angeführte Literatur hinausgehende Schrifttums-Sammlung findet sich bei KNETSCH & REFAI (1955) und KESSLER (1960) sowie in den Veröffentlichungen des „Arid-Zone-Programs" der UNESCO.

[3]) Es sei am Rande bemerkt, daß Staub einen Schliff erzeugen kann, der als Wüstenpolitur bekannt ist und gelegentlich mit Wüstenlack verwechselt wird.

[4]) Kluftwandverdichtung kann zur Wabenverwitterung führen.

schneller vor sich geht, als die Diffusion wirken kann, dann kommt es zu einer Konzentration von Lösungen, die je nach der Löslichkeit der mitgeführten Substanzen und nach der Geschwindigkeit der Verdunstung des Lösungsmittels verschieden rasch kristallisieren. Das geschieht teils als Interstitialfüllung, teils an sekundären Trennflächen dicht unter der „Haut" (Subflorescenz), teils an und auf der Oberfläche (Efflorescenz). Beide können sich in Raum und Zeit ersetzen, auch

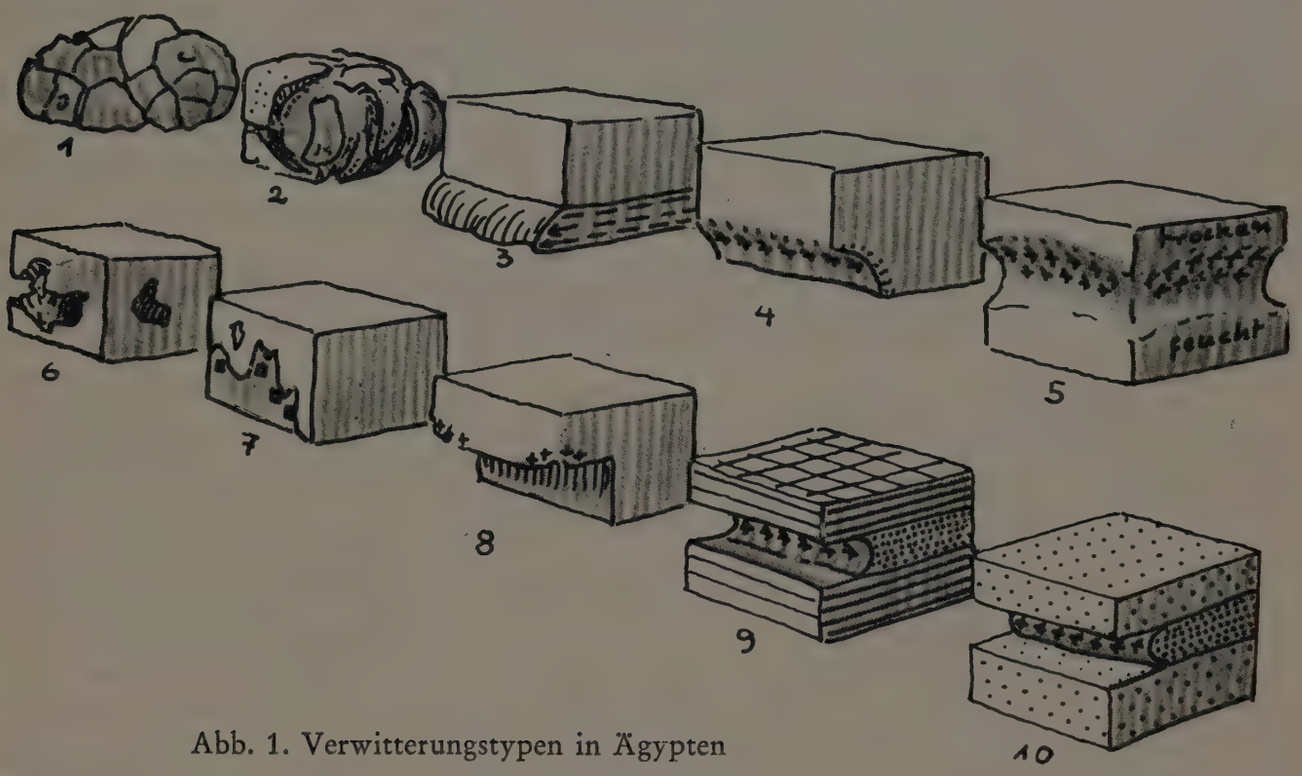

Abb. 1. Verwitterungstypen in Ägypten

Fig. 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8 jeweils einheitliche Gesteinskörper.
Fig. 3, 9, 10 Gesteinsverbände mit jeweils verschiedenen Eigenschaften.
Fig. 1, 2, 6 Gesteinsfragmente, die weitgehend exponiert sind.
Fig. 5 und 8 Gesteinskörper, die an mehr als 1 Seite exponiert sind.
Fig. 1. Insolationswirkung an freiliegendem feinkörnigem bis dichtem Material (Basalt, Hornstein).
Fig. 2. Abschalung durch verschiedene exogene Faktoren (Temperaturwechsel, einfache chemische Verwitterung, Hydratation und kombinierte Vorgänge).
Fig. 3. Unterschrämung einer Wand durch plastischen Substanzverlust an ihrer Basis.
Fig. 4. Unterschrämung einer Wand durch chemische Verwitterung, die von aufsteigender Bodenfeuchtigkeit, Spritzwasser und anderen Spezialverhältnissen ausgeht. Konvergenzen durch erosive Unterschneidung.
Fig. 5. Kapillarsaum-Verwitterung mit Efflorescenz und Absanden über aufsteigender Grundfeuchtigkeit (i. w. S. d. Wortes).
Fig. 6. Kasten- (oder Kern-) Verwitterung mit Kernzersetzung und Außenhautverdichtung.
Fig. 7. Wandverwitterung mit Hautverdichtung und Subflorescenz, sowie Absanden und Abblättern der feuchten Wandteile.
Fig. 8. Schattenverwitterung. Efflorescenz an der „Leeseite" mit Absanden. Überwiegend an körnigen Gesteinen.
Fig. 9. Auswitterung optimaler Kapillarlagen zwischen inaktiveren Verbänden (hier zwischen dichten, kapillarfreien Schichten).
Fig. 10. Wie Fig. 9 aber zwischen so porösen Schichten, daß eine Kapillarwirkung nicht mehr möglich ist, aber Luftzirkulation eintritt.
Bei Fig. 7 wird die Wand im Feuchtigkeitsbereich (zumeist seitlich zuwandernde Lösungen, zurückverlegt. Bei 3, 4, 5, 8, 9, 10 bricht das Hangende der ausgeschürften Lagen zumeist in „Scheiben" nach, bei 3 gelegentlich in Schaufelleisten.

als Inseln durch ihre „flüssige Phase" subkutan verbunden sein. Bei diesen Vorgängen kommt es oft zur Wechselwirkung der konzentrierten Lösung mit dem Material ihrer Umgebung. Die Verwitterung verstärkt sich hier subkutan noch einmal und liefert neue Komponenten aus Stein und Mörtel. Dabei kann sich der Gesteins-Porenraum zunächst vergrößern.

Die Ausfällung der gelösten Substanz erfolgt zumeist durch Verlust des Lösungsmittels. Geht dieser Prozeß langsam vor sich, dann zeichnet sich jene Abfolge ab, die wir aus dem größeren Bereich vom Schwerlöslichen zum Leichtlöslichen kennen: von Kalk über Dolomit, Gips zu Chloriden. Diese Abfolge kann örtlich und regional sein und mit einer Verringerung des Porenraums nahe der Gesteinsoberfläche (Verdichtung) beginnen, sie kann ferner bei einem der genannten Stadien stehen bleiben (Kalk-, Gips- usw. -Krusten) und dann klimatypisch werden für die Region und die Zeit ihrer Bildung (KNETSCH [1955], RUTTE [1959], WELTE [1960]).

In solchen Fällen findet durch Anreicherung (autochthoner oder allochthoner) schwerlöslicher Bestandteile (Konvergenzen zum Sinter) eine Konservierung von Oberflächen statt.

Die Oberflächenverdichtung wird oft durch Hydroxydsole von Eisen, Aluminium und Mangan gebildet oder aus Phosphat, seltener Kieselsäure und Magnesium (LUKAS [1905]) bestehen, sie kann auch aus leichtlöslichen Salzen gebildet werden (KESSLER [1960]). Sie leitet zum Wüstenfilm über, der Anklänge an die Bildung des „Eisernen Hutes" (LAUDERMILK [1951], HELKE [1955]) zeigt.

Eine Spezialform dieser Oberflächenverdichtung ohne erkennbare Verarmung ihres Hintergrundes sind die Kataraktfilme oder Kataraktkrusten, über wechselnd durchfeuchteten und übertrockneten Gesteinsfragmenten. Sie sind vielerorts beschrieben worden. Der Film bildet sich relativ rasch und bevorzugt bestimmte Unterlagen, wie krustenfreie Gänge von Quarz und hellrotem Aplit im überkrusteten Granit Aswans beweisen, (vgl. HUME [1925], I., S. 154). Dieses Phänomen ist deshalb wichtig, weil es sich herausgestellt hat, daß sich Anflüge von Kataraktkrusten über die Bauwerkswände von Philae legten, die seit etwa 1934 alljährlich vom Stau des Aswandammes für eine gewisse Periode überschwemmt werden.

Diese Überschwemmung hat früher sichtbare (WEIGALL [1907], Tafeln XIV, Fig. 1 u. 3 und XVI, Fig. 2) und das Gestein verheerende Salzbänder in den Bauten über der Kapillarzone des alten Reservoirs ausgewaschen und somit wahrscheinlich das Bauwerk gerettet[5]). Dafür haben sich in der Inundationszeit

1. die alten Bauwerksflächen namentlich des nubischen Sandsteins etwas aufgerauht und
2. die unteren Partien der Bauwerke oberflächlich gebräunt, was als Anfang einer Kataraktkruste zu gelten hat[6]).

---

[5]) Sicherheit vor der Kapillar-Salzverwitterung bieten völlige Trockenstellung oder ständige Durchspülung der betreffenden Denkmäler.

[6]) Die Entstehung des Nil-Kataraktfilmes wird u. a. von HUME (a. a. O.) und LUKAS (1905) behandelt. Er besteht aus Mangan- und Eisenoxyd mit accessorischen Bestandteilen, SiO_2, etwas Kalk, etwas Dolomit und bemerkenswerterweise aus eingelagertem Nilschlamm. Es sei am Rande bemerkt, daß sich schwarze, den Kataraktkrusten gleiche Überzüge auch an hellen Kalksteinen finden können und daß sie ferner typisch sind für den Nilschotter (z. B. bei Abu Simbel) deren Geschiebe-Durchmesser vermuten läßt, daß der Belag mindestens zum Teil aus dem Wasser angelagert wurde.

Geht der Verwitterungs-Prozeß verstärkt auf die Speicherung leichtlöslicher Salze nahe der Verdunstungsfront zu, dann entwickelt sich im Gegensatz zur Konservierung eine Zerstörung, die örtlich und rasch fortschreitend (Kernwitterung, Florescenz usw.) oder regional und die alten konservierenden Krusten über- und unterwuchernd alte Oberflächen zerstört[7]).

Die Florescenz ist das wichtigste Agens einer auch an Bauwerken der humiden Klimazone bekannten Wandverwitterung. Teils auf der lockeren, teilweise unter der verdichteten Wandoberfläche lagern sich leichtlösliche Salze ab, die auf Temperatur- oder Feuchtigkeitswechsel in einer noch zu besprechenden Art reagieren. Die besonders in der Subflorescenz eminente Wirksamkeit dieser Reaktionen in der Morphogenese hat MORTENSEN (1933, 1950) zum ersten Male aufgezeigt.

Diese „aktive" Subflorescenz und Interstitialfüllung schafft ohne Rücksicht auf Struktur und Textur der angegriffenen Gesteine oberflächenparallele Ablösungsflächen, an denen durch Abblätterung (detraktiv) die durch Lösung des Zusammenhanges mit dem Wandgestein (Decomposition) gelockerte (v. BÜLOW [1954]) Wandhaut abfällt.

Bei der Hydratation[8]) (MORTENSEN [1933]) werden aus der Fülle der möglichen Beispiele gern jene extremen Volumen-Änderungen zitiert, die auftreten, wenn etwa Natriumsulfat kristallisiert, das zwischen — 1,47 und + 32° C ein etwa viermal (reversibel) höheres Volumen einnimmt, als darüber oder Magnesiumsulfat, das zwischen — 3° C und 70° C vier verschiedene Salze mit jeweils verschiedenem Wassergehalt liefert.

Solche Temperaturschwankungen sind aber möglich, in ihren höheren Bereichen in unserer Region sogar an der Tagesordnung.

Damit ergibt sich eine oszillierende Druckfolge im Gestein, die selbst bei elastischem Material zur Ermüdung führen muß. Zwischen Hydratation dieser Art und der Frostwirkung bestehen phänologische Konvergenzen (vgl. a. WEIDENBACH [1956]). Solche Vorgänge werden außer durch die Temperatur durch Schwankungen in der Luftfeuchtigkeit mit hygroskopischer Wasserzufuhr[9]) gesteuert, ferner durch das Gesteinsmaterial oder eine heterogene Zusammensetzung der Wand. (Kalk z. B. in Sandstein- oder Magmatit-Umgebung, Basalt zwischen ihm fremden Gesteinen, vgl. KNETSCH [1952], KESSLER [1960].) Für unsere Wandverwitterungsbetrachtung bleibt aber die Subflorescenz mit oder ohne Hydratation zunächst im subkutanen Porenraum und dann meist fortschreitend bis zur Salzrasenbildung unter einer verdichteten Haut mit Abblätterung der Verdichtungszone der bedeutungsvollste Vorgang.

---

[7]) Im hier besprochenen Gebiet untermauert der deutliche Wechsel von der Kalk-Flächen-Kruste zum Gips-„Rasen", die Klimaschwankung zum Trockenen hin, die durch eine vergangene Fauna auf alten Felsbildern und andere Indikationen (KNETSCH & REFAI [1955], BUTZER [1957 bis 1959]) angezeigt wird.

[8]) Sie kann auch im humiden Bereich, besonders an Stellen, an denen eine starke, gelegentliche Sonneneinstrahlung starke Temperaturgegensätze hervorruft, beobachtet werden (KESSLER [1960]).

[9]) Etwa bei der Schattenverwitterung WALTHERS, bei der z. B. Nub. Sdst. gleichsam „wegfault" (s. a. KESSLER [1960]).

Von hier führen Übergänge zur Abschalung (Desquamation)[10]), die gleichfalls verschiedene Gesichter trägt und sowohl durch Insolation oder besser durch „allothermische" Entwicklungen[11]) entstehen kann. Neuerdings neigt man dazu abschalende Blöcke (Abbau von außen nach innen) vorwiegend auf Hydrationsvorgänge zurückzuführen (WILHELMY [1958]). Das erscheint bei den zahlreichen Konvergenzmöglichkeiten dieser Bildung (MATTHES [1936], WILHELMY [1958] u. v. a.) übertrieben. Die zwiebelschalige Verwitterung ist das Endziel jeder Verwitterung gröberer Gesteinsfragmente auf und im Boden. Sie erfolgt neben der o. a. Kombination durch chem. Angriff, durch Lösung und Ausfällung entlang der Front eindringender Feuchte oder Verdunstung, durch die Entstehung von Eisschichten (WEIDENBACH [1956]) usw. Hierher gehören die Ausfällungsringe in den Kluftkörpern (und Quadern) unserer schwach eisengefärbten Sandsteine, die Entfärbungszonen in den kleinen Struktureinheiten dunkler Kalke, besondere Absonderungen und Verwitterungsformen dichter Vulkanite (BRINKMANN [1957]). Die einander unterstützenden genannten und ungenannten Vorgänge können sich vollwertig ersetzen, wenn Material oder Milieu das verlangen.

Die Hydratation leicht löslicher Verwitterungssalze ist bei aller Evidenz dieses Vorganges nur ein Glied einer Faziesreihe exogener Dynamik.

Im Gegensatz zur zuletzt besprochenen Verwitterung arbeitet die Kern- oder Hohlblockverwitterung (letzte Diskussion bei WILHELMY [1958]) von innen nach außen. Voraussetzung sind anscheinend Gesteinsfragmente, die innerhalb der Durchfeuchtungs-Austrocknungs-Zone kürzerer meteorologischer Quanten liegen. Zudem hängt sie weitgehend von dem Material, dem Ausmaß und der Exposition des betreffenden Gesteinskörpers ab. Hohlblockbildung (oder Kernverwitterung) findet sich vorwiegend an Gesteinskörpern, die an mindestens zwei Seiten exponiert sind, an morphologischen, auch Pyramiden-Stufen, sowie an sehr unregelmäßigen Hängen. Bei ihrer Bildung zersetzt sich im Schutze anfänglicher Außenhautverdichtung das Innere des Blocks. Lösliches wird nach außen geführt und, da ein Entweichen mangels Efflorescenz selten möglich ist, wird um so rapider der „Inhalt" des immer löcherigen Kastens zersetzt. Das Produkt wird meist aeolisch abtransportiert. Kernverwitterung ist selten bei Sandsteinen, häufig bei unreinen Kalken und kann bei gröberen Magmatiten zur Tafonibildung überleiten. In Wände greift sie vor, wenn Verdunstung und „kanalisierte" Lösungswanderung Kluftwände verdichtet. Die entstehenden Abteilungen im Gestein (meist Sandstein) führen ausgewittert zur Zellen- oder Wabenverwitterung (Abb. 2).

III. Entstehung und Geschichte natürlicher und künstlicher Wände in Ägypten

Natürliche Wände finden sich vielfach in Ägypten. Es handelt sich auch bei den als reine Erosions-Wände erscheinenden unter ihnen zumeist um strukturell (Kluftsysteme, Entlastungsgewölbe und Schaufelsprünge) vorgezeichnete Flächen. Die örtlich in Wände übergehenden Nital-Steilhänge südlich des alten Aswandam-

---

[10]) Übrigens findet diese abschalende Blockverwitterung auch in Kalken statt sobald diese als Kluftkörper vorliegen, die für eine derartige Reaktion gegenüber den exogenen Angriffen geeignet sind. Zu solchen Körpern rechne ich hier auch den künstlichen Quader.

[11]) Temperaturveränderungen mit oder ohne Einstrahlung oder Frost, Chemie, Wasser oder Eis (HARALAMBOUS & VOGELSANG [1955]).

mes (mindestens 200 m tiefer, auf zwei Drittel verfüllter Cañon), liegen an einer großen Transversalstörung, etwa in der Faser des präkambrischen Gebirges. Die

Abb. 2. Wabenverwitterung unter Überhang in Nubischem Sandstein, nahe Abu Simbel

felsbildergeschmückten Wände (Abb. 3) in der Grauwacke und „Breccia-verde" der Hammamat-Formation an der Straße Quena—Quseir sind auf ac-Flächen desselben alten Gebirges angelegt, die Steilwände bei Luxor z. T. in den Kluft-

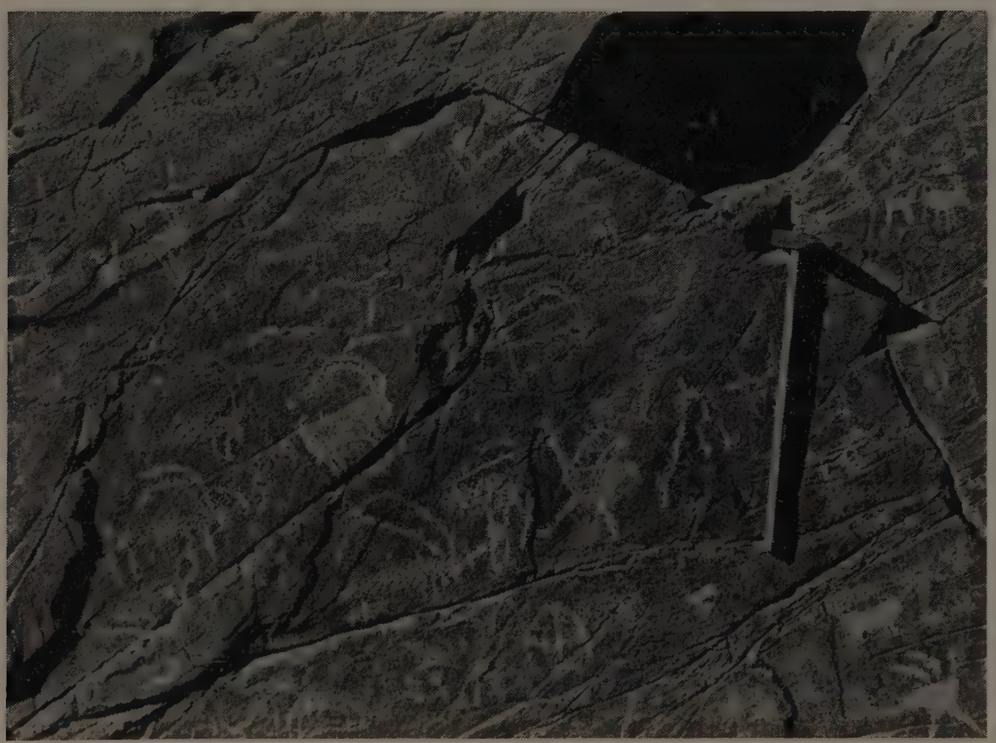

Abb. 3. Felszeichnungen an einer Wand (Grauwacke, Hammamatformation) Straße Qena–Quseir

systemen des eozänen Deckgebirges (Abb. 4), z. T. auf an diese angelehnten Schaufelsprüngen ähnlich den Steilwänden über den nordostafrikanischen Bogen-

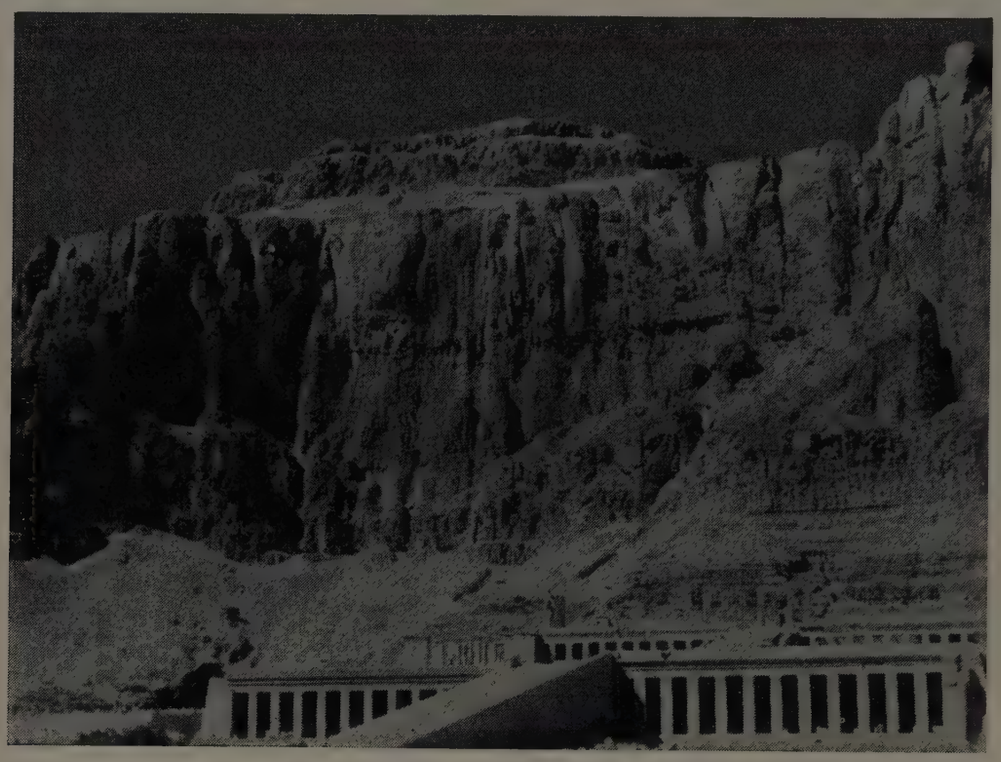

Abb. 4. Eozän-Kalkwand über Hatschepsut-Tempel, Luxor-Westufer. Detraktion an Schaufelsprüngen und über Esnaschiefern

küsten (die ihrerseits wahrscheinlich während größerer eustatischer Meeresspiegelschwankungen gravitativ abgeglitten sind). Steilwände in Nubischem Sandstein sind an einheitliche Bänke der Nubischen Serie gebunden.

Abb. 5. Abu Simbel (Felsentempel). Nubischer Sandstein. Entlastungsgewölbe zeichnen die Wand vor

Materiell sind die Wände bestimmt durch die Erosionsresistenz primärer Sedimentplatten oder homogenisierter Faltungsstockwerke, durch Granitplatten[12]) usw.

Am Nubischen Nil werden solche Wände (gewölbt und nach oben in einen Hang hineinkurvend), offensichtlich durch Entspannungsgewölbe (Jahns [1943], Lewis [1954], Kieslinger [1958]) vorgezeichnet, deren Entstehung in Verbindung mit der Genese des Niltals zu suchen sein mag. Ihre Scheibendicke beträgt bei Abu Simbel (Abb. 5) zwischen 5 m und 8 m. Sie reichen (im Felsentempel sichtbar) etwa 40 m tief in den Berg. Auf ihnen haben wie an den Schaufelsprüngen am Tal der Könige seit der Bearbeitung durch die alte Kultur noch Bewegungen stattgefunden. Die E-exponierten Entlastungsgewölbe werden örtlich durch Abschalungsblätter der chemischen Verwitterung überfahren. Bei Kasr Ibrim findet sich (in SW-Exposition) eine Abschalung, deren Dicke etwa zwischen 0,5 m bis 2,0 m liegt und von örtlichen Faktoren (Unterschrämung usw.) abhängt.

An solchen entweder durch Entspannung, Desquamation, durch Klüftung, Bewegungstektonik usw. entstandenen Flächen werden wesentlich die Wände durch Abgleiten („Detraktion" von Bülows) im Schweregefälle zurückverlegt. Ausgelöst wird die Verlegung zumeist durch Unterschrämung der Wand (vgl. a. von Bülow [1954] und Hölder [1953]). Sie kann rein erosiv, durch Ausquellung von plastischem Material oder geochemisch erfolgen (Abb. 1, Fig. 3, 4, 5, 9, 10). Dazu kommt der minime aber kontinuierliche Angriff der (weiter oben geschilderten) Abblätterung über einer Subflorescenz (mit und ohne Hydratation).

Vorgänge an künstlichen Wänden können mit der Einschränkung für eine Beurteilung natürlicher Wandverwittterung herangezogen werden, daß sie schneller verwittern, weil ihr Material allseitig im fremden Milieu steht und weil der Wasserhaushalt der künstlichen Wand im allgemeinen räumlich so stark unterteilt wird, daß sie zu einem heterogenen Aggregat wird.

Eine künstliche Wand ist immer eine Membran entweder zwischen zwei Luftkörpern mit oft verschiedenen Eigenschaften oder zwischen mehreren hydrologischen Möglichkeiten und zudem fast immer mikroklimatisch besonders exponiert.

IV. Wandverwitterung und ihre geschichtliche Entwicklung

Die ältesten Zeitmarken an Wänden unseres Bereiches sind Felsbilder wahrscheinlich aus dem Übergang vom Meso- zum Neolithicum. Die auf ihnen dargestellte Tierwelt (Abb. 3) spricht für ein feuchtes Klima, wahrscheinlich des „Subpluvials II" (Butzer [1958]), das mit einigen Intervallen vielleicht zwischen dem fünften und dritten Millenium vor unserer Zeitrechnung liegt[13]).

Diese klimatischen Überlegungen (Butzer [1959], S. 65, Tabelle) basieren nicht nur auf Felszeichnungen und sind auch für die genetische Beurteilung des Niltals wichtig, das seinerseits verantwortlich ist a) für die Entstehung der Felswände bei Abu Simbel, Kasr Ibrim usw. und b) für die Steilufer der Tributärflüsse in der östlichen Wüste.

---

[12]) Granite sind sehr expositionsempfindlich und können dicht nebeneinander vergruste Flächen, Karren-zerfurchte Hänge und Steilwände zeigen.

[13]) Die Herstellung von Felsbildern hat in Ägypten lange gedauert. An einem Eingangspfosten des Kioskes von Philae finden sich hübsche Felszeichnungen (Abb. 6). Andernorts ist die Datierung eindeutiger, namentlich in heute praktisch unzugänglichen Wüstenbezirken.

Das Niltal ist wohl bereits im Miozän entstanden (BUTZER [1959]). Anfang des Quartärs erfolgte eine tiefe Einschneidung, die nicht nur das Talpliozän ausräumte, sondern auch das Niltal bis oberstrom von Aswan (1000 km vom Mittelmeer) und vielleicht bis zum Bab El Kalabscha bis auf eine Tiefe ausräumte, die minus 125 m unter dem heutigen Meeresspiegel liegt (Bohrungsergebnisse vom Sadd-El-Ali-Damm). Es kann sein, daß dieses Einschneiden während der Epi-Levallois-II-Zeit erfolgte. In die gleiche Zeit dürfte (BUTZER [1959]) die Wadiaktivität in der Ostwüste gelegt werden können, die nicht nur große Schottermassen in das Niltal brachte, sondern auch die Steilwände schuf, an denen sich Neolithische Felsbilder (Abb. 3) an der Straße Quena—Quseir finden.

Abb. 6. Gravuren am Kiosk in Philae

Die Felswände bei Abu Simbel und Kasr Ibrim sind also spätestens im Altpleistozän, vielleicht im Pliozän angelegt. Damals hat die Entlastungs-Gewölbe-Bildung eingesetzt, die hinter der erosiven Freilegung der Wände herhinkt.

Bei einem Vergleich der bearbeiteten und unbearbeiteten Portionen der Felswände bei Abu Simbel zeigt sich, daß auf den unbearbeiteten Flächen örtliche Verkrustungen, Kalktapeten und Kalkausblühungen sitzen (Abb. 7, 8), deren Material aus dem Nubischen Sandstein herausgeschwitzt erscheint. Auf der vor 1200 v. Chr. bearbeiteten Fläche fehlen sie. Dagegen zeigen diese Flächen eine Abblätterung (Abb. 9) mit Subflorescenz.

Beide Bildungen können als Indikationen verschiedener Klimate aufgefaßt werden. Die Kalkkruste würde für ein feuchteres Klima (vielleicht BUTZERS Subpluvial II, etwa Atlantische Phase), die Abschilferung für ein trockeneres Klima sprechen, das nach der Zeit, in der die Kolossalfiguren von Ramses II, aus dem Felsen gehauen wurden, herrschte (vielleicht BUTZERS Postpluvial III).

Die Abfolge des exogenen Angriffs auf die Abu-Simbel-Bergfront, diese Kombination von Bauwerk und Landschaft, würde dann etwa so verlaufen sein:

1. Flußerosion (Abb. 5) mit folgender Entspannung und Gewölbeflächenbildung (Pliozän oder Pleistozän?);
2. gravitative Entwicklung auf diesen Ablösungsflächen (Pleistozän);
3. Kalkverkrustung (Abb. 7, 8) auf der natürlichen Wandfläche (nach 5000 v. Chr.);

4. Bearbeitung (Abb. 9) der Felsfläche (vor 1200 v. Chr.);
5. weitere gravitative Entwicklungen (Abb. 9) an den Entspannungsgewölben mit Absturz des einen Ramses-Oberkörpers;

Abb. 7. Kalk-„Blüten" auf Nubischem Sandstein, dicht neben Abu Simbel

6. Abwitterung (Abb. 9) an der bearbeiteten Wandfläche (nach 1000 v. Chr.);
7. beginnende geochemische Unterschrämung am Hathortempel (Abb. 10) durch den Kapillarsaum des Staubeckens (nach 1920 n. Chr.).

Abb. 8. Kalk-„Tapeten" auf Nubischem Sandstein, wie Abb. 7

Nicht allzuweit nördlich von Abu Simbel liegt auf steilem Felsen über dem Nil die alte Ruinenstadt Kasr Ibrim. Hier entwickelt sich der Verfall ähnlich, doch ist der Status Nr. 7 wesentlich stärker, weil der Fuß der Wand unmittelbaren Kapillarkontakt mit dem Nil hat. Dazu kommt eine Verstärkung der gravitativen Detraktion durch die kapillare Beschwerung der abschalenden Platten über der geochemischen und erosiven Unterschrämung der Wand.

In den völlig trockenliegenden Steinbrüchen bei Aswan sind die Meißelspuren auf dem granitoiden Anstehenden völlig erhalten (etwa 1200 v. Chr.).

Die Wände der Breccia-Verde an der Quena—Quseir-Straße sind trocken und ebenso wie die benachbarten Grauwackenwände hervorragend erhalten. (Steinbrüche, Cartouchen, Felsbilder, Inschriften etwa 5000 bis 1000 v. Chr.)

Abb. 9. Felsentempel Abu Simbel mit Entlastungsgewölben neben der bearbeiteten Wandfläche. Ein Ramses-Oberkörper hat sich an einer solchen Fläche gelöst. Über dem linken Koloß Wandabblätterung

In der libyschen Wüste gibt es Wände mit Lösungsriefung (Abb. 11), die sich seit dem letzten feuchten Intervall, also seit 5000 bis 7000 Jahren erhielten.

An den Kalkwänden Unterägyptens ist die Datierung schwieriger, über die Mauern in Luxor wurde an anderer Stelle berichtet (KNETSCH & REFAI [1955]). Sie bieten hervorragende Beispiele für eine Reihe von Verwitterungstypen, aber für die Zeitfrage wenige Anhaltspunkte, weil der Vorgang unter ungünstigsten Bedingungen in wenigen Jahrzehnten nach der Freilegung abläuft.

V. Schlußfolgerungen

Die Wandverwitterung geht also verschieden schnell vor sich. Wir dürfen damit rechnen, daß sich in einem Gebiet, in dem trotz episodischer Niederschläge (Ostwüste) Wände eine Exposition zeigen, die sie vor Windangriff, zu starker Einstrahlung, Zutritt von kapillaren Wässern und aktiver Erosion schützt, Wand-

flächen über geologische Formationen hinweg erhalten können, solange sie aus widerstandsfähigem Material (Quarzit, kieselige Sandsteine, dichte Kalke, Grauwacken, dichte Konglomerate) bestehen. In anderen Expositionen (und dabei scheint diese wichtiger, als das Gesteinsmaterial) wird der Abbau in den oben beschriebenen Kategorien (Abb. 1) rasch oder langsam vor sich gehen. Die Wand kann erhalten bleiben, oberflächen-verdichtet und somit konserviert werden, sie kann abblättern (mit und ohne sichtbare Florescenz); sie kann von der Oberfläche her absanden (falls das Bindemittel von außen nach innen gelöst wird). Sie kann weiterhin unterschrämt werden und durch Detraktion ab-„scheiben", je nach der Art der Trennflächen.

Abb. 10. Salzverwitterung mit Unterschrämung in Hathortempel, der Fußpartie der Skulpturen am Abu Simbel (Kapillarzone des gestauten Nils)

Der zumeist durch „Unterwitterung" (G. Wagner [1956]) ausgelösten Detraktion geht entweder eine Disjunktion an vorhandenen Inhomogenitätsflächen oder eine Dekomposition der „Unterhaut" auf geochemischem Wege voraus.

Eine Beschwerung der Außenportion der Wand durch Kapillarwasser kommt östlich (Kasr Ibrim) hinzu. Man kann systematisieren:

a. Unterschrämung durch Erosion (zw. Qena und Minya);
b. geochemische Unterschrämung (Kasr Ibrim);
c. Kombination a–b (Aswan-Reservoir);
d. Unterschrämung durch Massenverlust (plast. Tone Mokattam);
e. Abschälung durch rein geochemische Vorgänge.

Viele solcher Entwicklungen können die gleiche Wandmorphologie erzeugen. Sie vermögen sich in der Zeit abzulösen.

Zusammenfassung

Bei einem Überblick über die Verwitterung im ariden (nicht weiter unterteilten) Gebiet wird die Wandverwitterung in den Vordergrund gestellt. Es zeigt sich, daß Wände unendlich lange erhalten bleiben können, wenn sie geschützt stehen. Aride Wandverwitterung und Zurückverlegung erfolgt a. durch Wandabbau = Detraktion unter Benutzung vorhandener wandparalleler Trennflächen oder b. als Wandabschälung unter Entstehung neuer von Textur und Struktur

des Wandmaterials unabhängiger Ablösungsflächen durch chemische Vorgänge. Diese beiden Gruppen werden spezifiziert.

Ägyptische Wände, die durch Zeichnungen usw. datiert sind sowie Bauwerke werden auf solche Vorgänge untersucht. Am Beispiel von Abu Simbel (Nubien, 289 km südl. v. Aswan) werden die Vorgänge in der Wand seit ihrer Entstehung registriert und mit anderwärts erschlossenen klimatischen Entwicklungen verglichen.

Literaturverzeichnis

BLACKWELDER, E.: Cavernous Rock Surfaces of the Desert. Am. J. Sci. **217**, S. 393, 1929.

BLANCK, E., & PASSARGE, S.: Die chemische Verwitterung in der ägyptischen Wüste. Abh. a. d. Ge. d. Ausl.kde. **17**, C, Naturw. **6**, Hmbg. 1925.

BRINKMANN, R.: Kluft- und Korngefügeregelung in Vulkaniten. Geol. Rdsch. **46**, 2, S. 526, 1957.

BÜLOW, K. v.: Trauf und Kliff. Wiss. Ztschr. d. Univ. Rostock **3**, S. 1, 1953.

—: Die gravitative Komponente des exodynamischen Geschehens. Geologie **3**, Nr. 6/7, S. 857, Bln. 1954.

BUTZER, K. W.: Late Glacial and Postglacial Climatic Variation in the Near East. Erdkde. **XI**, 1, S. 21, 1957.

—: Studien zum vor- und frühgeschichtlichen Landschaftswandel der Sahara. I. Die Ursachen usw. II. Das ökologische Problem der neolithischen Felsbilder usw. Ak. Wiss. u. Lit. Abh. Mathem.-Naturw. Kl. Nr. **1**, Mainz, Wiesbaden 1958.

—: Some Recent Geological Deposits. In: The Egyptian Nile Valley. Geogr. J. **CXXV**, 1, S. 75, 1959.

—: Studien zum vor- und frühgeschichtlichen Landschaftswandel der Sahara. III. Die Naturlandschaft Ägyptens während der Vorgeschichte und der Dynastischen Zeit. Ak. Wiss. u. Lit. in Mainz Math.-Nat. Kl. **2**, 1959.

GOLDICH, S. S.: A Study in Rock Weathering. Journ. Geol. **46**, S. 17, 1938.

GRAZIOSI, P.: Les Problemes de l'Art Rupestre Libyque etc. Bull. Inst. du Desert **2**, 1, S. 107, Kairo 1952.

HARALAMBOUS, A.-D., & VOGELSANG, D.: Über die Entstehung der „Umläufer" am Stenzelberg im Siebengebirge. N. Jb. Geol. Pal. Mh., S. 53, 1955.

HELKE, A.: Beobachtungen an türkischen Minerallagerstätten. N. Jb. Min., Abh., **88**, 2, S. 160, 1955.

HUME, W. P.: Geology of Egypt, I. Kairo 1925.

HUZZAYIN, S. A. S.: The Place of Egypt in Prehistory. Mem. Inst. Egypte **43**, Cairo 1941.

JÄCKLI, H.: Geologische Voraussetzungen für das Wandern von Gefällsstufen. Geogr. Helvet. **VII**, 4, S. 367, 1952.

JAHNS, R. H.: Sheet structure in granites etc. J. Geol., **51**, S. 71, 1943.

KAISER, E.: Die Diamantenwüste Südwest-Afrikas. II Bde. Bln. 1926.

KASSAS, M., & IMAM, M.: Climate and Microclimate in the Cairo Desert. Bull. Soc. Geogr. Egypte **30**, S. 25, 1957.

KESSLER, F.-J.: Bauwerksverwitterung. Diss. Würzburg 1960.

KIESLINGER, A.: Restspannung und Entspannung im Gestein. Geol. u. Bauw., **24**, 2, S. 95, 1958.

—: Rahmenverwitterung. Geol. u. Bauw., **24**, 3, 4, S. 171, 1959.

KNETSCH, G.: Geologie am Kölner Dom. Geol. Rdsch., **40**, S. 57, 1952.

—: Zur Geologie eines altägyptischen Baudenkmals in Giza. N. Jb. Geol. Pal. Mh., **3**, S. 112, 1953.

—: & REFAI, E: Über Wüstenverwitterung, Wüsten-Feinrelief und Denkmalzerfall in Ägypten. N. Jb. Geol. Pal., Abh., **101**, 2, S. 227, 1955, mit zahlreichen weiteren Literaturangaben.

LAUDERMILK, J. D.: Origin of Desert Varnish. Amer. J. Sci. 5, Ser. **21**, (221), S. 51, New Haven Conn, 1951.

LEWIS, W. V.: Pressure Release and glacial erosion. Journ. Glac., **2**, 16, 1954.

LUCAS, A.: The disintegration of Building Stones. Cairo 1915.

—: The blackened rocks of the Nile cataracts etc. Egypt. Survey Dep. Cairo 1905.

LYONS, H. G.: The Physiography of the River Nile and its Basin. Cairo 1906.

MATTHES, F. E.: Exfoliation of massive Granite etc. etc. Geol. Soc. Amer. Proc. for 1936, S. 342.

Mitwally, M.: Physiographic Features of the Libyan Desert. Bull. Desert Inst. Egypt, **III**, 1, S. 148, 1953.
Mortensen, H: Der Formenschatz der Nordchilenischen Wüste. Abh. Ges. Wiss. Gött. Math.-Phys. Kl. NF. **XII**, 1, 1927.
—: Die „Salzsprengung" und ihre Bedeutung usw. Pet. Geogr. Mitt., S. 130, 1933.
—: Das Gesetz der Wüstenbildung. Universitas, S. 801, 1950.
—: Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft. Nachr. Ak. Wiss. Gött. Math.-Phys. Kl. Nr. 2, S. 3, 1953.
—: Hangforschung in Deutschland. Congr. Intern. de Geogr. Rio De Janeiro, 1956.
—: Über Wandverwitterung und Hangabtragung in semiariden und vollariden Gebieten. Congr. Intern. de Geogr. Rio de Janeiro, 1956.
Murray, G. W.: Desiccation in Egypt. Bull. Soc. Roy. Geogr. Egypte, **XXIII** (1+2) S. 19, 1949.
—: The Egyptian Climate. Geogr. J. **117**, S. 422, 1951.
Reiche, P.: A survey of weathering processes and products. Univ. of Mexico Publ. in Geol., 3, Albuquerque 1950.
Rutte, E.: Kalkkrusten in Spanien. N. Jb. Geol. Pal. Abh. 106, 1958.
Sandford, K. S.: Paleolithic Man and the Nile Valley etc. Univ. of Chic. Press. Chicago III, 1934.
Schmitthenner, H.: Die Stufenlandschaft am Nil und in der Libyschen Wüste. Geogr. Ztschr., S. 526, 1931.
Schwarzbach, M.: Das Alter der Wüste Sahara. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 4, S. 157, 1953.
Wagner, G.: Ragende Felsen etc. „Aus der Heimat" 64, 5/6, S. 94, 1956.
Walther, J.: Das Gesetz der Wüstenbildung. Leipzig 1924.
Waters, R. S.: Pseudobedding in the Dartmoor Granite. Trans. Roy. Geol. Soc. of Cornwall, 18, 1952 (1954).
Weidenbach, F.: Über Frostblätterigkeit in Lößen und ihre Entstehung. Eiszeitalter u. Gegenw., 7, S. 113, 1956.
Weigall, A. E. P.: Antiquities of Lower Nubia. Oxford 1907.
Welte, D.: Sedimentologische Untersuchungen uranhaltiger Keupersedimente aus der Gegend von Lichtenfels bei Coburg. Dissertation. Mskr. Würzburg 1959.
Wilhelmy, H.: Klimamorphologie der Massengesteine. Westermann, 1958.
Winkler, H. A.: Rock-Drawings of Southern Upper Egypt. 2. Vols. London 1938 and 1939.
Zaky, H.: Aswan Dam. Ministry of Public Works, Cairo 1958.

Schollenrutschungen und Erdfließungen im nördlichen Elburs (Iran)

Von

Jürgen Hövermann ,Göttingen

Mit 2 Karten auf Tafeln

Rutschungen von Kalkschollen über tonigem Untergrund und Fließbewegungen in tonigem Gesteinsbrei sind in jüngster Zeit (Mortensen & Hövermann [1956], Ackermann [1959]) besonders beachtet und an Beispielen aus Mitteleuropa im Detail ihres räumlichen Erscheinungsbildes, ihres Vorkommens, ihres Mechanismus und ihres zeitlichen Ablaufes sowie ihrer Ursachen untersucht und beschrieben worden. Sie erscheinen nach diesen Untersuchungen als Charakter- und Leitform der Hangabtragung in Schichtstufenlandschaften gemäßigt-humiden Klimas, in denen es zu einer dauernden Durchfeuchtung des anstehenden Gesteins durch Grundwasser kommt.

Ein solches Gebiet ist auch das nördliche Elburs-Gebirge. Hier finden sich zwischen schmalen Zonen intensiverer Faltung ausgedehnte Bereiche mit relativ flacher Lagerung der Schichten und dementsprechend deutlich ausgeprägte Schichtstufen; das humid-gemäßigte Klima findet seinen Ausdruck in prächtigen Eichen- und Buchenwäldern, die im Bereich der Haupt-Kondensationszone in Nebelwälder übergehen. Schon bei flüchtigen Begehungen sieht man allenthalben frische oder gealterte Rutschformen unterschiedlicher Größe, und selbst die Hauptstraßen des Gebietes sind ständig hier und da durch Erdfließungen in Mitleidenschaft gezogen.

Besonders eindrucksvoll sind Schollen und Erdgletscher in der Senke südlich der ersten Elburs-Kette ausgebildet, 10 bis 20 km vom Südufer des Kaspischen Meeres entfernt. Man erreicht die Senke am leichtesten auf der in Alamdeh von der Küstenstraße abzweigenden Fahrstraße nach Galandarud (vgl. die topographische Übersichtskarte). Die Senke liegt hier zumeist zwischen 1000 m und 1800 m hoch; nur der Galandrud ist tiefer eingeschnitten (bis 500 m). Eingenommen wird die Senke von jurassischen Tonschiefern und Sandsteinen, wobei die Tonschiefer die Sandsteine bei weitem überwiegen. Die Nordgrenze wird durch eine Stufe aus steil aufgerichteten Kalken gebildet, die die Jura-Serie unterlagern; die Südgrenze durch eine bis über 2100 m hohe Schichtstufe aus Kalken, die die Jura-Serie

transgredierend überlagern und am Schichtkopf gegen die Senkenzone stellenweise bis zu 45° aufgerichtet sind.

Stationsbeobachtungen über Temperatur und Niederschlag fehlen. Man kann die jährliche Niederschlagsmenge aber an Hand der Vegetation auf 1500 bis 2000 m schätzen. Die winterliche Schneedecke erreicht in Schattenlagen eine nach Metern zu messende Mächtigkeit und dauert mehrere Monate aus. Bäche und Rinnsale sowie zahlreiche Quellen führen auch im Sommer ständig Wasser. Während des Winters dringt der Frost bis zu 20 cm tief in den Boden ein. Auf schneefreien Hängen kommt es während mehrerer Monate zu täglichen Frostwechseln in einer 2 bis 5 cm mächtigen Bodenhaut. Gleichzeitig fangen die Bäume an ihren unterkühlten Zweigen größere Feuchtigkeitsmengen ab, die im Laufe des Tages als Eisregen niedertallen und in den Boden einsickern.

Dem Niederschlags- und Grundwasser-Reichtum entsprechend sind die Tonschiefer und Tone der Jura-Serie tiefgründig durchfeuchtet und aufgeweicht. Die zwischengeschalteten, häufig nur geringmächtigen und infolge der Durchfeuchtung ebenfalls mürben Sandsteine vermögen nur stellenweise der Gesteinsserie festen Halt zu geben. Fast überall kommt es zu Fließungen eines mehrere Meter bis mehrere Dekameter mächtigen Gesteinsbreies, der sich bald an deutlichen Abrißnischen oder Abrißkanten ablöst, bald in den Tiefenlinien des Geländes zu langhingezogenen Erdgletschern formiert. An den Kalkstufen führt das Abfließen der Jura-Gesteine zur Ablösung und zum Abgleiten großer, kompakter Schollen, die noch bei Wanderwegen von mehr als 1 km ihren ursprünglichen Gesteinsverband, wenn auch stark zerrüttet, bewahren können.

Die wichtigsten Oberflächenformen sind in der beigefügten morphologischen Skizze dargestellt. Als topographische Unterlage diente eine Serie nicht entzerrter Luftbilder (ungefähr im Maßstabe 1 : 20 000); topographische Karten existieren für das dargestellte Gebiet noch nicht. Trotz der Randverzerrung und gewisser Verzerrungen beim Anschluß der verschiedenen Luftbilder aneinander gibt die Skizze ein relativ wenig schematisiertes Bild, das insbesondere die flächenhafte Verbreitung der Fließungen erkennen läßt, obgleich nur tiefgründigere Fließungen, d. h. solche von mindestens 2 bis 3 m Mächtigkeit, dargestellt wurden.

Im topographischen Detail entsprechen die Oberflächenformen fast vollständig denen an der Mackenröder Spitze bei Göttingen, die bereits mehrfach (vgl. auch den Aufsatz von H. Mortensen im gleichen Bande) in genauen topographischen Karten dargestellt wurden. Die Größenordnung allerdings ist eine andere. Abrißwände und Abrutschnischen, Spalten, Schollen und Erdgletscher sind 5- bis 10mal so groß wie im Göttinger Walde oder überhaupt an den Schichtstufen Mitteleuropas; dem entspricht eine ebenfalls auf das 5- bis 10fache (nämlich auf 500 bis 1000 m) vergrößerte Reliefenergie und zugleich ein wesentlich (um das 2- bis 3fache) erhöhter Niederschlag.

Erscheinungen, wie sie bisher in Mitteleuropa nicht beobachtet wurden, sind die langhingezogenen und relativ schmalen Erdgletscher, die bei einer Breite von wenigen hundert Metern eine Länge von einigen Kilometern erreichen können. Mit Querspalten im Bereich von Geländestufen, Längsspalten, Diagonalspalten, dem Auseinanderfließen am unteren Ende und der Ausbildung von Radialspalten, mit ihrer gewölbten Zunge und dem breiten, unscharf begrenzten, meist flachgemuldeten Einzugsgebiet gleichen sie verblüffend echten Talgletschern. Offenbar

ist die Übereinstimmung der Form Ausdruck dafür, daß der Bewegungsmechanismus dieser langgestreckten Erdgletscher weitgehend dem von echten Gletschern entspricht.

Nicht nur durch die Gestalt im allgemeinen, auch durch die Frische des gesamten Formenschatzes heben sich die langgestreckten Erdgletscher deutlich gegen ihre Umgebung ab. Zwar ist die Jugendlichkeit und der rezente Charakter der Gleitungen und Fließungen allgemein deutlich aus der Kippung der Bäume, dem Aufreißen von Spalten, frischen Fließwülsten u. a. m. ablesbar; auf den schmalen, langgestreckten Erdgletschern steigern sich diese Erscheinungen aber in besonderer Weise. In einem Falle sind praktisch alle auf dem Erdgletscher vorhandenen Bäume gestürzt, so daß nur niederes Buschwerk, Kräuter und Gräser die Oberflächenbedeckung bilden und der Erdgletscher aus der Ferne kahl aussieht. Häufig sind auch Zerreißungen von Bäumen von unten her, so daß der eine Teil des Wurzelfächers mit einer Stammhälfte auf der einen, der andere Teil des Wurzelfächers mit der anderen Stammhälfte auf der anderen Seite einer frischen Spalte steht und nur der obere Stammteil mit der Krone noch zusammenhält.

Aus ganz frischen Zerreißungen dieser Art läßt sich ablesen, daß stellenweise die Bewegung seit dem Ende der letzten Vegetationsperiode mindestens 5 m, d. h. also 1 m pro Monat, betragen haben muß; man kann die Größenordnung der Bewegung in diesen Fließungen auf mindestens 10 m pro Jahr veranschlagen, während sie bei den mehr flächenhaften Fließungen wohl nur einige Meter pro Jahr erreichen dürfte. Die Mächtigkeit dieser Erdgletscher ist natürlich nur stellenweise einigermaßen sicher zu bestimmen, vornehmlich dort, wo der Gesteinsbrei, den Talzügen folgend, die nördlich abschließenden Kalke überfließt: Hier sind mehrfach Mächtigkeiten von mehr als 20 m fließenden Gesteinsbreis aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Schollen richtet sich natürlich auch nach der Mächtigkeit des überlagernden Kalkes und erreicht z. T. 40 bis 50 m.

Durchweg liegt die Wurzelzone dieser großen Erdgletscher allerdings nicht am Fuße der Schichtstufe, sondern irgendwo in der Schiefer-Sandstein-Serie, wie auch sonst die Fließungen zum überwiegenden Teil nicht in der Schichtstufe, sondern in der Senkenzone selbst ansetzen. Daraus geht hervor, daß die normale Niederschlagsmenge an jedem Punkte der Senke voll ausreicht, die Tonschiefer mit Feuchtigkeit zu sättigen. Es bedarf offenbar, im Unterschied zu Mitteleuropa, wo die Fließungen im wesentlichen an der Gesteinsgrenze Kalk/Mergel ansetzen, hier nicht der Zufuhr von Kluft- oder Karstwasser. Das stimmt sehr gut mit der Erkenntnis überein, daß die Erdfließungen und Schollenrutschungen im Schichtstufenland Mitteleuropas schon bei geringen Klimaschwankungen aussetzen, so daß sich dort eine deutliche Phasen-Gliederung der Erdgletscherbildung ergibt (vgl. insbesondere ACKERMANN [1959]).

Das Ausmaß der Abtragung durch Schollenrutschungen und Erdfließungen in der Senkenzone läßt sich mangels exakter Kartenunterlagen und bei dem Fehlen genauer Meßunterlagen über die Geschwindigkeit der Massenbewegungen nicht genau erfassen. Man kann es aber wenigsten der Größenordnung nach bestimmen. Unter Berücksichtigung aller größeren und kleineren Fließungen und Rutschungen kommt man zu dem Ergebnis, daß im Mittel der gesamten Oberfläche Gesteinsmaterial in einer Mächtigkeit von 5 bis 10 m kontinuierlich bewegt wird. Das Ausmaß der Bewegung liegt zwischen einigen Dezimetern bis zu 1 m und

einem bis mehreren Dekametern jährlich; im Mittel dürfte es mindestens einige Meter pro Jahr erreichen.

Verglichen mit der Bedeutung der periglazialen Abtragung durch Kammeisbildung, Rasenschälen und periglaziales Bodenfließen, die im gleichen Gebiet eine Bodenhaut von 2 bis 5 cm um einige Dezimeter bis zu 1 m abwärts bewegt, ist die Abtragung durch Rutschungen und Erdfließungen um 3 bis 4 Zehnerpotenzen größer. Sie übertrifft zugleich die Abtragung durch fließendes Wasser bei weitem. Selbst die größeren Flüsse wie der Galandrud und der Rudkhaneh-ye-Kojur vermögen sich nur mühsam einen Weg durch die Rutschmassen beim Durchqueren der Senke zu bahnen; die kleineren Rinnsale im Bereich der Senke selbst sind nirgends in der Lage, ihr Bett gegenüber den Fließmassen zu behaupten; sie rinnen vielmehr, teilweise im Schutt versickernd, zwischen den verschiedenen Fließmassen, in Spalten und am Rande der Erdgletscher entlang und verlegen ihren Lauf in dem unübersichtlichen Gelände so häufig, daß man fast überall mehrere verlassene Bachbetten in der Nähe eines Wasserlaufes auffinden kann.

Gegen diesen Vergleich kann man mit Recht einwenden, daß die Leistung der periglazialen Abtragung im Elburs nahe ihrer absoluten Untergrenze, die Leistung der Abtragung durch Fließungen und Rutschungen dagegen in einem Kernbereich des humiden Klimas bestimmt worden ist.

Doch auch im Vergleich mit den Schätzungen über die Abtragungsleistung der periglazialen, eiszeitlichen Solifluktion in den deutschen Mittelgebirgen, die äußerstenfalls eine Bodendecke von 1 bis 2 m Mächtigkeit um einige Meter jährlich hangabwärts bewegt haben kann, erscheint die Abtragungsleistung durch Schollenrutschung und Erdfließungen um eine Zehnerpotenz größer.

Diese Abtragungswerte sind um so beachtlicher, als sie sich durchaus auf Hängen mittlerer Neigung vollziehen. Abgesehen von den Stufen selbst, an denen sich die Abtragung durch unmittelbares Abwittern vollzieht, und soweit nicht ganze Schollen auf dem ausweichenden Untergrund abgleiten, beträgt der Böschungswinkel nirgends mehr als 25°; der mittlere Böschungswinkel dürfte zwischen 10° und 15° liegen. Es hat dabei den Anschein, als ob das zugleich der Böschungswinkel ist, der dem Vorgang des Erdfließens selbst entstammt, so daß nicht nur die einzelnen Oberflächenformen der Senke, sondern die Gesamtgestalt der Senkungszone mit ihren mittleren Abdachungsverhältnissen ursächlich dem Fließvorgang zuzuordnen wären.

Für eine Gliederung der Gleitungen und Rutschungen in einzelne Phasen, die auf Klimaschwankungen oder Klimaänderungen zurückzuführen sind — etwa nach dem Vorbilde Ackermanns —, fehlt jeder Anhalt. Man könnte zwar denken, daß das Umstürzen des Hochwaldes auf den jugendlich bewegten großen Erdgletschern auf ein Wiederaufleben der Fließungen nach einer Ruheperiode hindeute; in Wahrheit handelt es sich aber lediglich um eine räumliche Verlagerung der Haupt-Fließzonen. Denn ebenso, wie man an dem einen Erdgletscher alle Anzeichen für eine Beschleunigung der Bewegung sehen kann, kann man an anderen Erdgletschern Anzeichen für das Nachlassen der Bewegungsintensität finden. Im Zuge der allgemeinen, allmählichen Fließbewegungen ergibt sich stets hier und da aus durchaus lokalen Ursachen eine Beschleunigung oder Verlangsamung des Bewegungsvorganges, so daß man bei Auswertung nur der Beobachtungen über eine Beschleunigung des Fließens zu dem Ergebnis kommen müßte, daß das

Klima in jüngster Zeit feuchter geworden ist, während man bei Auswertung aller Beobachtungen über ein junges Nachlassen der Fließgeschwindigkeiten zu dem Ergebnis kommen würde, daß das Klima in jüngster Zeit trockener geworden ist. In Wahrheit läßt sich weder der eine noch der andere Schluß ziehen.

Vorzeitformen irgendwelcher Art sind in der ganzen Senkenzone nicht vorhanden. Es gibt zwar längs der ganzen Kalkstufe im Norden zu Breccien verkitteten Hangschutt, der, in den Gleitvorgang einbezogen, auch mit Schollencharakter in Erscheinung treten kann. Aber diese Hangschutt- und Breccienbildung vollzieht sich auch in der Gegenwart überall dort, wo vorübergehend, d. h. zwischen zwei Schollenabbrüchen, die Steilwand der Verwitterung ausgesetzt ist.

Für eine lange Dauer von Gleitungen und Fließungen des Typs, wie sie heute zu beobachten sind, spricht das Vorkommen von Kalkschutt und Resten von Kalkschollen in isolierter Position auf Sandstein-Stufen und Bergrücken innerhalb der Senkenzone. Von ihrem Herkunftsgebiet durch 20 bis 40 m eingesenkte Tiefenlinien abgetrennt oder sogar auf allseitig abfallenden Bergen gelegen, müssen solche Schuttmassen zu einer Zeit in ihre heutige Lage geflossen oder gerutscht sein, zu der die allgemeine Oberfläche der Senkenzone noch merklich höher lag als heute.

Einen Anhaltspunkt dafür, daß das während des Eiszeitalters oder vielleicht sogar noch vor Beginn des Pleistozäns der Fall war, geben die Schotterterrassen längs des Galandrud und des Rudkhaneh-ye-Kojur und die an diese anschließenden Verflachungen im Bereich der Senke: Die höchstgelegenen, isolierten Kalkschutt-Vorkommen liegen noch über der höchstgelegenen Schotterterrasse und den an diese anschließenden Verflachungen, könnten also durchaus Fließungen entstammen, die sich im ältesten Pleistozän (oder sogar vor Beginn des Pleistozäns?) vollzogen haben. Eine solche Datierung würde allerdings erst dann die nötige Sicherheit gewinnen, wenn die dem Pleistozän zugehörigen Akkumulations- und Erosionsphasen hinreichend sicher gegliedert und zeitlich eingeordnet sind, was trotz der Möglichkeiten, die der pleistozäne Hochstand des Kaspischen Meeres in dieser Hinsicht bietet, bis heute nicht geschehen ist.

Formen oder Ablagerungen, die anderen als den heute ablaufenden Abtragungsvorgängen zugeschrieben werden könnten, sind jedenfalls in der gesamten Senkenzone nicht aufzufinden. Die Folgerung, daß ungeachtet der pleistozänen Klimaschwankungen und Klimaänderungen der nördliche Elburs während des gesamten Quartär der gleichen, gemäßigt-humiden Klimazone angehörte, ist natürlich nicht unbedingt zwingend; sie ist aber um so leichter zu ziehen, als der nördliche Elburs in den hier untersuchten Höhen bis 2000 m selbst bei einer erheblichen Abkühlung oder einer erheblichen Niederschlagsverminderung und den daraus resultierenden Verschiebungen der klimamorphologischen Höhengrenzen im Bereich des Waldklimas gemäßigt-humiden Typs verbleiben würde.

Zitierte Literatur

ACKERMANN: E: Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wellenkalk-Schichtstufe. In: Zeitschrift für Geomorphologie N. F. 3, Berlin-Nikolassee 1959, S. 193—226, und 3, S. 283—304 (mit weiteren Literaturangaben).

MORTENSEN, H., & HÖVERMANN, J.: Der Bergrutsch an der Mackenröderspitze bei Göttingen. Ein Beitrag zur Frage der klimatisch bedingten Hangentwicklung. In: Premier rapport de la commission pour l'étude des versants, Amsterdam 1956, S. 149—155.

Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus

Von

Hans Spreitzer, Wien

Mit 13 Bildern und 3 Karten

Einengung und Bestimmung der Fragestellung

Asymmetrische Bergrücken und Wasserscheiden treten im Zusammenhang mit asymmetrischer Flußarbeit auf, wenn die von den Flüssen als den allgemeinen Basen der Denudation ausgehende Hangabtragung bis zu den Wasserscheiden hinauf wirksam ist oder in einem die heutigen Bergrückenformen noch mitbestimmenden früheren Entwicklungsstadium wirksam war. Die Asymmetrie der Bergrücken ist dann zugleich die Folge der ungleichseitigen Arbeit der Flüsse. In umfangreichem Schrifttum ist diese behandelt worden. Von den vielen Möglichkeiten sind die tellurischen Erklärungsversuche der Rechtsablenkung der Flüsse (auf der Nordhalbkugel) durch die Erdrotation im Sinne des v. Baerschen Gesetzes nicht zu bezweifeln, der Einwirkung des stets nach Ost wirkenden Senkungseffekts kaum zu beweisen. Aus den Gesetzen der Flußarbeit selbst ergibt sich die Erklärung des Hilberschen Gesetzes durch die verschiedene Höhenlage der Einmündung der Täler, deren Wirkung V. Hilber am Beispiel des Oststeirischen Hügellandes und der Podolischen Platte entwickelt hat. An den großen Schwemmkegeln im Vorland der Gebirge vermag das Abgleiten der Flüsse nach außen bei gleichzeitiger Tieferlegung ihrer Täler deren Asymmetrie sowie die der Zwischentalscheiden hervorzurufen. Dann kann die Wirkung tektonischer Bewegungen während des Einschneidens der Flüsse asymmetrische Rückenformen von einseitiger Begünstigung der Flußarbeit ausgehend entstehen lassen und sogar die Rekonstruktion von Wölbungs- und Muldenzonen gestatten. Von allen diesen Möglichkeiten einer asymmetrischen Gestaltung der Bergrücken und Grate, die ursächlich mit ungleichseitiger Flußarbeit verknüpft sind, wird im folgenden abgesehen. Sie sind auch im Hochgebirge viel seltener zu erwarten als im hügeligen Gelände und in Mittelgebirgen, wo bei geringerer Reliefenergie die Möglichkeit leichter gegeben ist, daß sich die Ungleichseitigkeit der Flußarbeit bis auf die Wasserscheide zwischen den Tälern fortsetzt und damit deren Asymmetrie verursacht.

Die starke Beachtung klimabedingter Formengebung im jüngeren und jüngsten Schrifttum hat die große Rolle asymmetrischer Tal-, Hang- und Rückenformen im periglazialen Bereich außerhalb der Vereisungsgebiete während des Eiszeitalters erkennen lassen, durch die namentlich die Formengebung der tertiären Hügelländer aber auch der Mittelgebirge im mitteleuropäischen Bereich des gegenwärtigen gemäßtigten Klimas bestimmt ist. Gleichartige Kräfte wirken heute noch in polaren Gebieten; in der gemäßigten Zone sind die untersuchten Formen Ergebnisse des eiszeitlichen Vorzeitklimas und sollen hier gleichfalls außer Betracht bleiben, um so mehr als die besonders eindrucksvolle „sekundäre Asymmetrie" (im Sinne von H. POSER & TH. MÜLLER [1950]) wiederum durch einseitige Verlagerung der Flußarbeit gegen die aufgetauten sonnseitigen Hänge zu deuten und nur die „primäre Asymmetrie" unmittelbar Ausdruck der verschiedenen Hangformung ist.

Ein dem vorzeitlichen periglazialen entsprechendes gegenwärtiges Kräftespiel ist im heutigen gemäßigten, wie auch im subtropischen Klima auf die Hochgebirgsregionen beschränkt. *Die Vorgänge der Hangformung und damit auch der dem Flußwerk entzogenen Grat- und Bergrückengestaltung in diesem gegenwärtigen periglazialen Bereich sollen hier an dem Beispiel eines mitteleuropäischen Hochgebirges, den Alpen, und eines subtropischen, dem Taurus, untersucht und verglichen werden.* Auch nach dem Ausgang des Eiszeitalters zeichnen sich noch jüngere Klimaänderungen in Steigerung und Abklingen einzelner Vorgänge ab, die aber im ganzen Teilerscheinungen des rezenten bzw. subrezenten periglazialen Kräftespiels bleiben.

Grundsätzlich muß auch eine strukturbedingte Bergrückenasymmetrie unter Umständen mit in Betracht gezogen werden, wenn nämlich diese Art der Beeinflussung des Formenschatzes, die überall und unter allen Klimaten auch zu asymmetrischer Gestaltung führen kann, eine Abwandlung durch die Besonderheit des Klimas der periglazialen Höhenregion zeigt. Eine solche erscheint z. B. in den Lienzer Dolomiten, wo die Steigerung aller Kräfte der Abtragung, in erster Linie der physikalischen Verwitterung und der Massenabwanderung durch Steinschlag, eine Herausmodellierung der steilgeneigten Kalkbänke mit ausgeprägten Schicht- und Schichtkopfseiten und sägegratartigen Kämmen hervorruft, während die gleich steile Lagerung des Schichtengebäudes unterhalb der Waldgrenze viel weniger fühlbar wird.

Ein Ziel der folgenden Darstellung wird es sein, neben der Feststellung der Formengebung im Hochgebirgsgürtel außerhalb der Schnee- und Eisregion auch für das Ausmaß der höhenmäßigen Verschiebung dieses durch Vorherrschaft der physikalischen Verwitterung und Solifluktionsvorgänge bestimmten Gürtels unter dem Einfluß des Eiszeitklimas — das „Herabsteigen der Schuttregion" nach dem von J. SÖLCH (1917) gebrauchten Ausdruck — wie auch für die weniger bedeutenden Verschiebungen unter den Klimaschwankungen des Spät- und Postglazials Anhaltspunkte zu gewinnen. Es erscheint darum mindestens für die Zwecke dieser Arbeit empfehlenswert und berechtigt, dem heute wie auch in der Eiszeit durch ein im wesentlichen gleichartiges Klima und Kräftespiel gekennzeichneten Bereich die gleiche Bezeichnung zu geben. Traditionsgemäß ist seit W. v. LOZINSKI (1911) unter „periglazial" vornehmlich der eiszeitlich herabgerückte Schuttgürtel mit seinen Blockmeeren in den Mittelgebirgen verstanden worden. Zur Unterscheidung hiervon wurde für die gleichartige gegenwärtige Region nach vorüber-

gehendem Gebrauch von „subnival" die Bezeichnung „soligelid" geprägt (C. Troll [1947]), wobei allerdings das Schwergewicht des Ausdrucks auf eine wichtige, aber nicht ausschließlich bestimmende Teilerscheinung, die der Solifluktion, bzw. Gelisolifluktion (W. Csajka [1958]) gelegt ist. Demgegenüber bringt die Bezeichnung „periglazial" primär nur die Lage im Umland der Vergletscherungsgebiete in bestimmten Regionen der hohen Breiten und in bestimmten Höhenlagen der Gebirge zum Ausdruck und läßt die Stellungnahme hinsichtlich des Anteils der wirksamen Faktoren offen. Es erscheint demnach zutreffender und einfacher, die gleichartige, aber im Wechsel der Klimate räumlich verschobene Region mit dem gleichen Namen zu bezeichnen und von eiszeitlichem bzw. vorzeitlichem periglazialen und gegenwärtigem oder rezentem bzw. unter Umständen auch subrezentem periglazialen Gürtel zu sprechen.

Der heutige periglaziale Gürtel des Hochgebirges

Zur Erfassung des Höhenbereichs des periglazialen Gürtels ist das Auftreten bestimmter Kleinformen der Oberflächengestaltung eines der möglichen Kriterien. Hierbei zeigen sich charakteristische Unterschiede zwischen dem aus der gemäßigthumiden Region aufsteigenden Alpen und dem subtropischen Hochgebirge des Taurus. Die auffällige Erscheinung der Frostmusterböden, die in den Alpen nach C. Troll (1944) mit ihrem größeren polaren Typ von 2200 m aufwärts und mit den Miniaturformen von 2700 m an einsetzen, wobei nach G. Höhl (1955) Initialformen von Miniaturtyp schon viel tiefer, von 1500 m an, als unterste Stufe einsetzen und auch sonst im Schrifttum mehrfach Angaben von 1850 m und 1900 bis 2000 m für tiefgelegene Vorkommen angegeben werden, kann nicht als ausschließliches, ja in den Alpen auch nicht als Hauptmerkmal angesehen werden. Ihr Auftreten ist nicht allein an einen bestimmten Klimagürtel mit häufigem Frostwechsel gebunden, sondern auch an das Vorhandensein eines geeigneten Substrats, weshalb sie besonders an junge Moränenböden geknüpft sind, worauf schon H. Kinzl (1949) hingewiesen hat. Überdies spielt in den Alpen die rasche Besiedlung aller Lockerböden mit Vegetation bis hoch hinauf und die Dichte der Pflanzendecke eine wesentliche Rolle. Bleiben somit Frostmusterböden in den Alpen eine stark vereinzelte Erscheinung, so sind Formen der amorphen Solifluktion reich verbreitet: des Rasenwälzens und der Schuttfazetten, der Girlandenböden, Erdhügel, Wulstformen, Schneeschuttwülste, Blockströme, Doppelgrate, und haben vielfach Darstellung gefunden (Chr. Tarnuzzer [1911], G. Götzinger [1913], J. Sölch [1922], D. Baedeker [1922], V. Paschinger [1923 u. 1927/28], N. Krebs [1925], zusammenfassend durch C. Troll [1944] u. a.), wobei oft auch der Höhenbereich der Verbreitung jeweils nach den Beobachtungsgrundlagen angegeben ist. Die in den Ostalpen in 1700 bis 2200 m Höhe verlaufende Waldgrenze erscheint im ganzen als wichtigste Abgrenzungszone nach unten hin. Über ihr ändern sich die Faktoren des morphologischen Kräftespiels entscheidend, tritt die chemische Verwitterung zurück gegenüber der aufwärts mehr und mehr zur Vorherrschaft kommenden physikalischen Frost- und Insolationsverwitterung, steigert sich die Wirkung des Windes, vermehrt sich der Niederschlag, besonders in fester Form. Unter dem Einfluß aller Faktoren erscheinen nicht nur die erwähnten Kleinformen, sondern ändert sich die Abtragung als ganzes und findet ihren letzten Ausdruck in der Hangformung mit starken Unterschieden zwischen Luv- und Lee-, Sonn- und Schattenseiten und

damit besonderer Ausbildung einer an diesen Bereich gebundenen Asymmetrie, die im Abstand von einigen 100 m über der Waldgrenze als bezeichnende Leitform erscheint.

Ausgeprägter als in den Alpen nehmen im Taurus Frostmusterböden verschiedener Art (Steinkreise, Streifenboden, Girlandenformen) einen bestimmten Höhengürtel ein. Im Kilikischen Ala Dag, der massigsten und höchsten Gruppe des Gebirges, erscheinen vereinzelte Formen bereits in 2100 m, als azonale Bildungen an das sehr geeignete Bodenmaterial einer würmzeitlichen Moräne im Talgrund bei offensichtlich starkem Frostwechsel gebunden und hier 50 m über der auf dem Talboden ebenfalls stark gesenkten Waldgrenze, die im übrigen in 2200 bis (maximal an der Südabdachung) 2400 m Höhe verläuft. Dann treten von 2400 bis 2600 m an nach aufwärts bei geeignetem Substrat — das besonders durch stadiale Moränenablagerungen gegeben ist — flächenmäßige Vorkommen auf. Von 3000 m an setzt ein Bereich optimaler Ausbildungen ein, in dem alles Gelände mit Lockerboden Strukturformen in großartiger Weise ausweist. Er reicht aufwärts bis 3400 bis 3500 m; aber Strukturböden lassen sich noch 20 m unter dem höchsten Gipfel des Gebirges (3900 m) feststellen. Von 2500 m an lassen sich Girlandenböden, Schuttwülste u. a. Formen der Solifluktion beobachten. Die untere Grenze des optimalen Bereichs von 3000 m ist auch die des Scherbenkarstes und anderer Anzeichen stärkster Vorherrschaft der Insolations- und Frostverwitterung und endlich ist sie die auffällige untere Grenze bestimmter Hangformen.

Für eine Gegenüberstellung der Hangformung in den Alpen und im Taurus scheidet die oberste, weit in die Region des ewigen Schnees über den periglazialen Bereich hinaufreichende Region aus. Hier über der Schneegrenze beginnt die allseitig wirksame Vorherrschaft von Schnee und Eis als beherrschender Faktor die Landformung zu bestimmen. Die besten Vergleichsmöglichkeiten bieten nicht oder nur wenig in die heutige Schneeregion hineinragende Gebirgsgruppen, die allerdings noch durchaus die Spuren einer kräftigen eiszeitlichen Gestaltung tragen. Dieses Bild zeigt auch der Taurus, namentlich der hier vor allem zur Grundlage genommene Kilikische Ala Dag, der bei einem Höhenverlauf der heutigen Schneegrenze von 3400 bis 3500 m noch Gletscherflecken und Blockgletscher trägt (vgl. SPREITZER [1958]).

Hangformung und Bergrückenasymmetrie in den Alpen

Die übergeordnete Rolle der besonderen Hangentwicklung des periglazialen Höhenbereichs findet ihren Ausdruck darin, daß sich sowohl in verschiedenen Typen des Kalkhochgebirges — in den durch Kammformung ausgezeichneten westlichen Gruppen wie in den östlichen Plateaustöcken — und ebenso auch in den Zentralalpen in entsprechender Höhenlage die gleichen Gesetze der Hangformung in der Gestaltung der Kamm- und Gratformung ausdrücken.

Als Beispiel für die Nördlichen Kalkalpen mit kammförmiger Gliederung ist die bekannte Asymmetrie der Karwendelketten hervorzuheben. Die wesentlich größere Höhe der Nordwände des Gebirges, verbunden mit starker Ausbildung der Schutthalden, äußert sich morphometrisch (nach G. FROMME [1955]) darin, daß die mittlere Höhe der Nordwände 870 m, die der Südwände 580 m beträgt. Die Beobachtungen durch G. FROMME besonders an den hohen Wänden der Hinteren Karwendelkette zeigen Belebung der Verwitterung in Schattenlage durch

längere Dauer der Schneeflecken und Eiskuchen am Fuß solcher Wände, auf Leisten, in Runsen und in den Wänden selbst. Diese gegenwärtig wirksamen Vorgänge setzen aber nur ein Kräftespiel fort, das noch ausschlaggebender war, als in den Endphasen der Eiszeit an den Nordseiten noch Eis lag, das auch glaziale Unterschneidung brachte, die Südseiten aber schon der Wandabschrägung durch Verwitterung ausgesetzt waren.

In vereinfachter Form ist an diesem Beispiel zu erkennen, daß die Grundzüge der asymmetrischen Gestaltung der Bergrücken und -kämme im Hochgebirge als Ergebnis verschiedener Hangentwicklung schon auf das ausgehende Eiszeitalter zurückgehen, andrerseits aber durch die längere Haftung des Schnees in Schattenlagen das heutige Kräftespiel in der gleichen Richtung wirkt, wenn auch gewiß in abgeschwächtem Maße. Während Versteilung der schattseitigen Hänge und Steilhaltung derselben auf wenige Hauptkräfte zurückzuführen ist: glaziale Unterschneidung durch stadiale u. z. T. noch frührezente (und in bestimmten Gebieten auch noch gegenwärtige) Gletscher, dann starke physikalische Wandverwitterung mit rascher Abfuhr des losgesprengten Materials durch Steinschlag und Abgleiten auf den perennierenden oder doch lange in den Sommer hinein andauernden Schneeflecken, wird auf den nicht von Schnee und Eis unterschnittenen Hängen die Gesamtheit der Kräfte des periglazialen Bereichs wirksam. In der Hangformung dieser Seiten vollzieht sich die eigentliche periglaziale Formengebung, die für diesen Bereich charakteristisch ist. Die periglaziale Region ist im Endergebnis dadurch gekennzeichnet, daß sich in ihr Schrägflächen besonderer Ausgestaltung entwickeln.

Geknüpft an den gegenwärtigen periglazialen Höhengürtel treten in den Alpen nicht selten auffällig glatt geformte Hänge auf. Sie sind am besten in Gebieten einheitlicher morphologischer Gesteinswertigkeit ausgeprägt und treten darum einerseits in den widerstandsfähigen Triaskalken größerer Mächtigkeit (Wettersteinkalk, Dachsteinkalk), andrerseits in den Granit- und Zentralgneisgebieten bevorzugt entgegen. Beispiele solcher Formung finden sich in den Stöcken des Dachsteingebietes und des Toten Gebirges, wenn es sich hier nach der Bearbeitung durch Eiszeitgletscher und bei starker gegenwärtiger Verkarstung auch nur um Ansätze hierzu handelt. Die Steilstufen zwischen den alten Niveausystemen werden durch die Vorgänge der Glatthangbildung abgeschrägt und geglättet. Bei stark ausgebildeter Bankung entsteht die karrige Plattenlandschaft (nach O. Lehmann [1927]), überdies entwickeln sich in dieser Höhenlage von 2000 bis 2500 m überall noch Rillen- und Kluftkarren und modellieren die Hänge im kleinen, obwohl schon von 2200 m an nach aufwärts Scherbenkarst auftritt.

Schöne Beispiele bieten die Niederen Tauern. Dieses zwischen dem Ennslängstal und der Norischen Senke gelegene, musterhaft fiederförmig gegliederte Gebirge ist in so auffälliger Art durch asymmetrische Bergrückenformen gekennzeichnet, daß diese schon früh zur Untersuchung angeregt haben. R. Schwinner (1932/33) hat bereits zutreffend von der Mehrgliederigkeit, in gewissem Sinne Zweistöckigkeit, der Landschaft gesprochen, durch die die morphologische Entwicklung der Höhenlandschaft von der Erosionstätigkeit der Flüsse in den Tälern unabhängig ist.

Trotz der starken glazialen Zuschärfung der Formen ist die Höhenlandschaft dieses Gebirges von mehreren alten Niveausystemen beherrscht, die in gut aus-

geprägten Verebnungen (vgl. Bild 3), Karniveaus und Flachstrecken der Hochtäler entgegentreten, und als Ergebnis des mehrmals unterbrochenen Aufsteigens des Gebirges in die heutigen Höhenlagen anzusehen sind, was hier nicht weiter erörtert sei. Der unmittelbaren morphologischen Auswirkung der Flußtätigkeit in den tief eingeschnittenen, durchaus auch glazial umgestalteten Tälern ist die Höhenlandschaft entzogen. In den Flachstrecken der Täler pendeln hier die Bäche in ruhigem Lauf in Anschwemmungsbetten, in Engtalstrecken und Schluchten durchsägen sie die zwischen Flachstrecken gelegenen Gefällssteilen. Für die Gestaltung der abseits gelegenen Rücken und Kämme kommen sie nur durch den Abtransport des ihnen zukommenden Materials in Betracht. Im wesentlichen vollzieht sich die Formung der Kämme unabhängig von diesen Quellbächen allein nach den Gesetzen der Hangentwicklung dieses heutigen periglazialen Bereichs.

Die in diesem oberen Stockwerk herrschende Asymmetrie der Gebirgskämme hat R. SCHWINNER mit den vorherrschenden NW-Winden erklärt. Diese pappen an die Westseiten der Kämme eine glatte Schneedecke, die einen großen Teil des Jahres hindurch Schutz gewährt. Andrerseits fege die Schneedecke durch Schneedruck, Schneebretter und Grundlawinen alles lockere hinweg. *„Was über die glatte Hangfläche vorsteht, ist ungeschützt, wird besonders stark angegriffen und bald zerstört. Dadurch wird die Wetterseite zu einem glatten Hang geformt"*. Auf der Leeseite legt sich dagegen die Wächte weit hinaus, in dem meist aperen Gelände darunter herrscht Spaltenfrost. (SCHWINNER [1932/33], S. 287 ff).

Mit den Wirkungen der Schneedecke ist durch R. SCHWINNER ein wichtiger Faktor der Gestaltung der periglazialen Region des Hochgebirges erfaßt. An der Formung der Glatthänge sind indes weitere Kräfte mit beteiligt, was sich auch schon daraus ergibt, daß Glatthänge nicht nur auf Luvseiten beschränkt sind.

In einem geeigneten Ausschnitt des Gebirges (s. Karte 1), dem von Zuflüssen zum Sölktal nach N, zum Rantenbach nach S entwässerten Gebiet südlich des Goadeck (2527 m), das sich um das Bauleiteck (2425 m) als zentralen Gipfel gruppiert, zeigt sich, daß Glatthänge auch in anderen Expositionen möglich sind, sofern nicht die Steilheit des Gehänges von rezenten, lang andauernden Schneeflecken aus mit der sehr belebten Wandverwitterung aufrecht erhalten wird; die Glatthänge erscheinen bevorzugt in südlicher, südwestlicher und westlicher Exposition.

Das untersuchte Gebiet ist in seinem Hauptteil aus festem Granitgneis aufgebaut und bei der hierbei vorherrschenden Einheitlichkeit des Gesteins zur Verfolgung der Formgebung besonders geeignet. Im nördlichen Teil ist Glimmerschiefer verbreitet, aber auch dessen Hänge sind der gleichen Formung unterworfen.

Nach ihrer Höhenlage nehmen Glatthänge in dem nur bis 2500 m aufsteigenden Untersuchungsgebiet den Bereich von 2000 bis 2500 m ein. Ihre Neigung beträgt meist 29° bis 30°. Nicht immer ist die Glättung vollendet ausgebildet. Der Vorgang fortschreitender Glättung ist jedoch gegenwärtig nur durch Rückverwitterung noch vorhandener Wandbildungen bis zu deren Verschwinden und Einbeziehung in die dann ungegliederte Hangfläche in verschiedenen Stadien zu beobachten. Größere Wände und Wandfluchten treten indes an den sonnseitigen Hängen ganz zurück im Vergleich zu den Schattenseiten. Lediglich an den von noch vorhandenen Restwänden ausgehenden frischen Blockströmen und -zungen ist eine sich weiter vollziehende Abtragung bis zur vollen Abschrägung und Einbeziehung in die schiefe Ebene des Hanges zu sehen. Dann bleibt stellenweise

isoliert ein Schuttstrom grober Blöcke als letzter Rest erhalten. Ebenso arbeitet das in scharf eingeschnittenen Rinnen abgehende Wasser mit anschließenden Schuttkegeln an der Zerstörung der Steilwände. Das ist eine auch schon von der Waldgrenze an überall zu beobachtende Erscheinung. Erst in etwas höherer Lage, von 2000 bis 2100 m an, sind ganze Hänge geglättet, sie sind grasbewachsen oder auch mit grobem Blockwerk bedeckt, und danach ist eine erste Unterscheidung in glatte Grashänge und in mit Blockhalden bedeckte Glatthänge zu treffen.

Glatte Grashänge treten zunächst in der Glimmerschieferregion entgegen: an der Südseite des vom Goadeck nach Westen (Bild 1), wie auch des nach Osten ziehenden Grates und zeigen die raschere Bewachsung im Glimmerschiefer an. Gleichgestaltete Grashänge finden sich auch im Granitgneis: südlich des Grates

Bild 1

Aufn. Spreitzer, 26. 8. 1959

Niedere Tauern. Blick vom SW-Grat des Bauleiteck (westl. P. 2309) auf die Südseite des vom Goadeck gegen W zum Waldbachtal ziehenden Rückens mit Gipfel 2297 m. Grasbewachsener Glatthang im Glimmerschiefer vom Talgrund (1900 bis 2000 m) aufwärts bis zum Grat, mit Glättung des geschnitzzeitlichen Kars (in der Mitte des Bildes); rechts im westseitig gerichteten Talhintergrund tiefer herabreichende Gschnitzmoränen.

mit P. 2309 (östlich des Huberbauerntörls) (Bild 2) sowie nordöstlich des Wildensees (Bild 3, Vordergrund). Am SW-Grat des Mitterecks wechseln gras- und bockbedeckte Hänge. Mit Blockmeeren bedeckt sind vor allem die Glatthänge unmittelbar östlich des Huberbauerntörls in West- und Nordwestexposition (Bild 2) die west- und südschauenden Hänge des Südgrats des Bauleitecks (Bild 3), des Mitterecks (vgl. Karte 1).

Eine Hauptfrage bei der Beurteilung der Blockfelder ist die, ob sie in situ gebildet oder von höheren Standorten herabgewanderte Solifluktionsmassen darstellen. In situ gebildete Formen treten in räumlich beschränktem Maße auf. Zunächst auf den Kämmen der Grate selbst, wo sich ihre Ausbildung auch mit der Bildung von Doppelgratformen verknüpft, so z. B. ein Grat bei P. 2343 (nördl. d. oberen Etrachtals) und am Westgrat des Mitterkareck (Bild 5). In situ gebildet dürften auch die mächtigen Blockmassen in den höheren Partien oberhalb des Huberbauerntörls sein. Die Hauptmasse ist aber eine herabgewanderte Blockbildung. Am Fuß der kleinen Wände wie auch am unteren Ende der gelegentlich auftretenden Wasserrisse ist die Herkunft aus höherem Standort

ohne weiteres ersichtlich. Ein Herabwandern ist aber auch für die Masse der Blockmeere zu erkennen, denn sie bestehen aus einem Nebeneinander von Blockströmen, ebenso wie auch Überlagerungen von Blockstromgenerationen vorkommen.

Die flächenmäßig ausgebreiteten Blockmeere der Glatthänge konnten auf zweierlei Weise entstehen: durch Herabwandern der Blöcke über die Schneeflecken einer im Sommer in immer kleiner werdende Flecken aufgelösten Schneedecke, wie sich dies heute noch in etwas höher gelegenen Gebieten zeigt (s. u. und Bild 9). Daß dieser Vorgang auch in dem Untersuchungsgebiet Bedeutung hat, zeigt sich an flachbogenförmig auftretenden Flachwülsten am unteren Rand

Bild 2

Aufn. SPREITZER, 27. 8. 1959

Niedere Tauern. Vom Huberbauerntörl (2062 m) gegen Osten auf Gipfel 2312 m. Subrezente Glatthangbildung im Granitgneis des Südgehänges, vornehmlich mit Grasbewuchs. Glättung des oberen Randes des (außerhalb des Bildes durch musterhaft erhaltene Gschnitzmoräne abgeschlossenen) Kars. Blockbedeckte Glatthänge auf der Abdachung zum Sattel und auf der Nordwestseite (nach links).

von Glatthängen, so am Südgrat des Bauleiteck. Aber auch eine zweite Bildungsweise hat stattgehabt: Frostschub in dem zur Durchtränkung mit Wasser und Frostwechsel geeignetem Feinerdematerial, das seither ausgewaschen wurde, so daß nun Block an Block liegt. In den unteren flacheren Hangpartien finden sich noch nicht ausgewaschene Vorkommen der Blöcke im Feinerdematerial. Die Tatsache, daß die Blockmeere sich vor allem an den schneereichen Luvseiten finden, würde darin ihre Erklärung finden, wie andrerseits das raschere Wegtauen des Schnees und frühe Bewachsung mit Vegetation es verständlich macht, daß grasbedeckte Glatthänge mit noch vorhandenem Feinmaterial sich vernehmlich in Südexposition befinden.

Die Hauptmasse der Blockmeere sind auf den Glatthängen in dem nur in

den höchsten Gipfeln bis 2500 m ansteigenden Gebiet ältere Bildungen. Das ergibt sich nicht nur aus der schon voll abgeschlossenen Auswaschung des Feinmaterials, das wenigstens teilweise für die Bildungszeit anzunehmen ist, sondern auch aus dem Befund des Flechtenbewuchses. Die Blockmeere sind bis zu den Vorkommen auf den 2300 bis 2400 m hohen Graten mit Flechtenwuchs bedeckt, wobei die Landkartenflechte *(Rhizocarpon geographicum)* als Leitform fast auf allen Blöcken mit Exemplaren von mehr als 25 cm Durchmesser vertreten ist (vgl. R. Beschel [1950, 1957]). Ein wenigstens mehrhundertjähriges Alter der Hauptmasse der Blockbildungen muß daraus erschlossen werden. Rezent ist in der Oberflächenformung nur eine teilweise Umlagerung mit Murbildungen und ebenfalls die vereinzelte Zerfurchung durch Rinnenbildung festzustellen.

Nicht erst die morphologischen Kräfte der Gegenwart (im engsten Sinn genommen) haben die Glatthänge geschaffen, aber sie halten diese aufrecht, wobei auch der von R. Schwinner hervorgehobenen Wirkung der Schneedecke

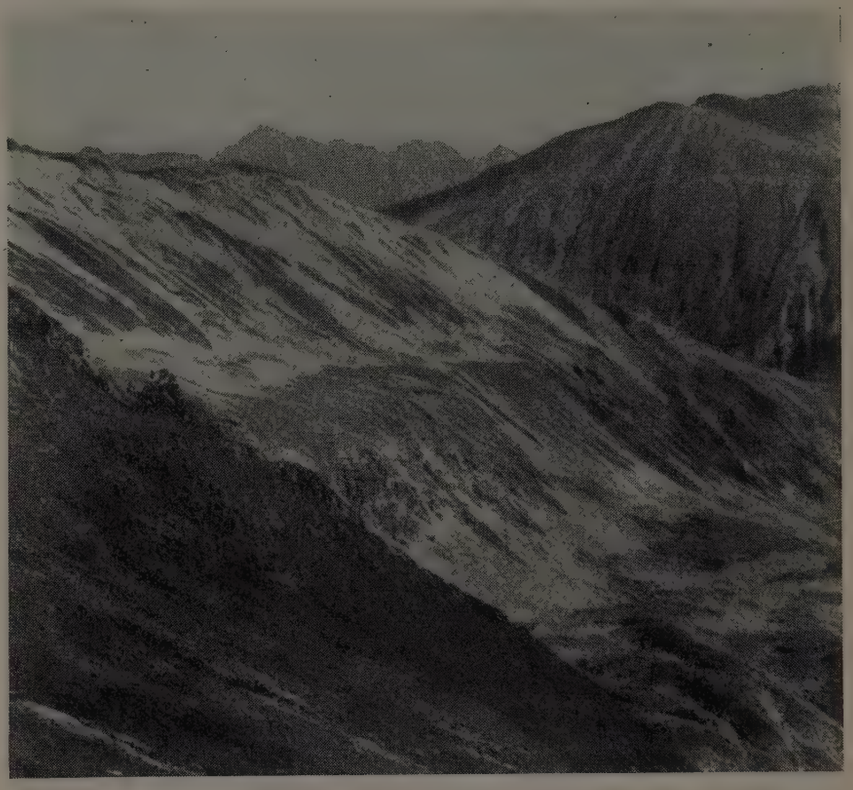

Bild 3

Aufn. Spreitzer, 26. 8. 1959

Niedere Tauern. Vom SW-Grat auf die W-Seite des Südgrats des Bauleiteck (2425 m). Subrezenter blockbedeckter Glatthang von 2000 m aufwärts im Granitgneis. Fortgeschrittene Glättung außerhalb des daunzeitlichen Gletschers, dessen Moränen im Talgrund rechts vorne unter nichtgeglätteten Felswänden liegen. Im Vordergrund links subrezenter grasbedeckter Glatthang; der Mittelgrund des Bildes zeigt Reste eines alten Talniveaus, das ebenfalls in die Glatthangbildung einbezogen wird.

Bedeutung zukommt. Das Kräftespiel der Gegenwart ist noch befähigt, durch die auch heute fortschreitende Abtragung der noch vorhandenen Wände weitere Flächen in die Glatthangbildung miteinzubeziehen. Zerstörungsformen der Gegenwart, wie Murenausbrüche mit neuen umgelagerten Blockströmen, Lawinenbahnen und gelegentliche Wasserrisse sind vereinzelte Erscheinungen, die rasch vernarben. Die aktivste Bildungszeit der Glatthangbildung mit ihren Blockmeeren liegt aber weiter zurück. Generationsfolgen von Blockströmen, die zur einheitlichen Decke verwachsen, zeigen die lange Dauer der Bildungszeit. Nach dieser ersten Feststellung ist vor allem das Verhältnis zu den spätglazialen Gletscherständen zu prüfen.

Die gegenwärtige Höhe der klimatischen Schneegrenze im Untersuchungsgebiet ist mit 2800 m anzunehmen und wird von keinem seiner Gipfel mehr

erreicht, nur die höchsten der Niederen Tauern ragen noch in diese Höhe auf. Für die letzte Jahrhundertwende — auf die sich die Depressionsberechnungen der eiszeitlichen und stadialen Schneegrenzwerte A. PENCKS beziehen — ist sie mit 2700 bis 2750 m anzusetzen. Während im Maximum der Würmeiszeit die Zungen des Murgletschers murabwärts bis vor Judenburg und über zwölf Pässe süd- und südostwärts in das Flußgebiet der Drau (bis über Gnesau an der Gurk, bis Klein Glödnitz (Gurkgebiet), und bis Hirt (im Metnitztal) vorstießen, und dann noch einmal im Metnitztal, im Hochtal von St. Lambrecht und auf der Höhe der Neumarkter Paßlandschaft einen bedeutenden jüngeren Hochstand einnahmen (H. SPREITZER [1953]), sind im unmittelbaren Vorland des Untersuchungsgebiets, auf den Flächen der Krakau Endmoränen der Schlernzeit in 1200 bis 1300 m Höhe nachzuweisen. Ein vereinzelter Rest einer Ufermoräne (1300 m)

Bild 4

Aufn. SPREITZER, 28. 8. 1959

Niedere Tauern. Kar südl. d. Schimpelscharte mit daunzeitlichen Moränen, Ostseite des Südgrats des Bauleiteck (2425 m), vgl. Bild 3. Rezente Schutthaldenbildung und Steilhaltung des Gehänges.

im unteren Jetachtal muß ebenfalls noch schlernzeitlich sein. Die im Untersuchungsgebiet in reicher Ausbildung entgegentretenden End- wie Ufermoränen sind demnach frühestens dem Gschnitzstadium zuzurechnen.

In den Hochtälern und anschließenden Karen sind jeweils mehrere, bis zu fünf, Moränenstände, darunter kleine Endmoränenlandschaften, vorhanden (Karte 1). Die untersten Endmoränen liegen in 1600 m, die höchstgelegenen in 2300 m. Bei den großen, durch Exposition und morphologische Gestaltung des jeweiligen Einzugsgebiets der zugehörigen Gletscherzungen bestimmten, Verschiedenheiten, seien im folgenden nur die für die Frage der Glatthangbildung besonders aufschlußreichen Stände erörtert, und von dem Gesamtbild nur erwähnt, daß die tieferen zwei bis drei Stände nach der ihnen zukommenden Schneegrenz-

depression (zwischen 700 und 500 m gegen 2700 bis 2750 m der Schneegrenzlage um 1900) dem Gschnitzstadium, und nur jeweils die höchste oder die beiden höchsten Lagen als dauuzeitlich anzusehen sind. Da das Gebiet nur in den höchsten Gipfeln 2500 m eben noch übersteigt, lassen sich jüngere Stände nicht mit Sicherheit nachweisen. Für die Egesen-, Larstig-, — dann nach der mittelalterlichen Wärmezeit — die Fernaustände ist wohl mit einer Verschärfung des Klimas und stärkerem Perennieren von Schneeflecken in schattigen Lagen, aber nicht mehr mit eigentlichen Gletscherzungen zu rechnen. Die besondere Begründung für die Zuordnung der Moränenlagen zu den spätglazialen Ständen wird in besonderer Arbeit gegeben werden.

An der Hasenohrenscharte (2222 m) zwischen Goadeck und Bauleiteck nimmt ein Hochtal seinen Anfang gegen Westen hin (zur Vorderen Striegleralm im

Bild 5

Aufn. Spreitzer, 28. 8. 1959

Niedere Tauern. Rezente Doppelgratbildung im Granitgneis am W-Grat des Mittereck oberhalb der Schimpelscharte in 2300 m. Im Hintergrund von links nach rechts NE-Hang des Bauleiteck, Hasenohrenscharte, Glatthang zum Goadeck.

Waldbachtal), das durch seine asymmetrische Formung sowie durch gute Ausprägung von Endmoränen ausgezeichnet ist. Ein Doppelwall in 2050 m schließt den Hintergrund ab, der aus Wänden von 2300 bis 2400 m Höhe herab genährte Gletscher hatte eine Schneegrenze von 2200 m (Depr. 550 m); an der Südseite kam ein isolierter Gletscher aus dem ersten Kar bis 2050, aus dem zweiten bis 2000 m, anschließend sind Endmoränen in breiter Front bis 1850 m herab entwickelt (600 bis 650 m Depression). An der Sonnseite lagen nur zwei kleine isolierte Gletscher und hinterließen Karböden bis 2100 (Depr. 500 m). Alle diese Stände sind gschnitzzeitlich.

Die auffallendste morphologische Erscheinung des Tales ist die Glättung des sonnseitigen Gehänges, die zur Bildung eines glatten Grashanges geführt hat,

mit großem Gegensatz gegenüber den Wänden und Karen der Südseite des Tales. *In den Glättungsvorgang sind aber auch die gschnitzzeitlichen Kare der Sonnseite vollkommen einbezogen.* In ihrer Grundform gut erhalten, haben diese die Steilheit der Rück- und der Seitenwände, sowie die sonst immer vorhandenen Kanten von diesem zur Umrahmung verloren. Wie das ganze Gehänge erscheinen sie abgeschliffen. Der Glättungsvorgang ist hier nach der Gschnitzzeit wirksam gewesen (vgl. Bild 1).

Auf der Südseite des Bauleiteck stießen die Gschnitzgletscher, gespeist aus mehreren Karen, besonders tief herab (bis unter P. 1600 m mit der tiefsten Moränenlage, dann bis 1700 und 1900 bis 2000 m mit weiteren Ständen). Die obersten, wesentlich frischeren Moränen im Kar südlich des Bauleiteck (Ende in 2150 m) und in dem südöstlich von P. 2377 m gelegenen Kar in 2100 m, die

Bild 6

Aufn. SPREITZER, 26. 8. 1959

Niedere Tauern. Grat westlich der Grafenalm. Rezente Zerschneidung der hocheiszeitlichen Schliffkehle mit Schuttkegel- und -haldenbildung. Darüber subrezente Glatthänge mit Blockmeeren und Grasbewuchs, im Vordergrund gschnitzzeitliche Moräne oberhalb des Sees b. P. 1895 m.

den durch einen nach Osten vorspringenden Nebengrat sehr ungünstig exponierten NW-Teil des Kars abschließen, sind trotz ihrer tiefen Lage schon daunzeitlich. Das Kar südlich des Bauleiteck ist dadurch ausgezeichnet, daß hier eine gut ausgeprägte, aus der voreiszeitlichen Talentwicklung stammende Verebnungsfläche am linken Talgehänge talauswärts zieht, die sich gut in ein überall verbreitetes System einfügt. Unterhalb dieser Fläche war das Tal noch in der Gschnitzzeit vom Gletscher durchzogen, im obersten Teil des Tales lag auch noch die kurze daunzeitliche Zunge. Sowohl das Gehänge über der Fläche, wie auch der darunter befindliche, auch glazial unterschnittene Hang sind von dem Glättungsvorgang mit Blockfelderbildung erfaßt. Dieser hat zur Abschleifung des oberen Stockwerks

wie auch des vorderen nur noch vom Gschnitzgletscher unterschnittenen Talstücks geführt, während das obere Talstück, in dem noch der Daungletscher lag, noch schärfere Formen mit kleinen Wandbildungen aufweist, aber nun auch bereits in die Glatthangbildung einbezogen wird. Wieder ist der Glättungsvorgang nach der Gschnitzzeit wirksam gewesen, vor allem scheinen in der Daunzeit günstige Bildungsbedingungen bestanden zu haben, wie der Unterschied zwischen äußerem und innerstem Tal zeigt, indem der äußere nur noch von Gschnitzgletscher erfüllte Trog wesentlich weitergehende Glättung aufweist als der innere Talabschnitt, in dem noch der Daungletscher lag (Bild 3).

In dem südöstlichen Kar erfüllte wohl der Gschnitzgletscher noch die ganze Karbreite, der der Daunzeit jedoch nur noch den nordwestlichen Teil, der von schönen Moränenbögen umschlossen ist (Bild 4). Der gegenüberliegende Westhang

Bild 7
Aufn. Spreitzer, 9. 7. 1957
Venediger Gruppe, nördl. d. Felber Tauern. Pflasterboden und rezente Rasenwülste in Lockerboden in 2250 m.

des Mitterberges gehört wieder zu den gut ausgebildeten Glatthängen mit weitgehender Reifung der Formen.

In die gleiche Richtung weisen Beobachtungen im Schimpeltal mit Glättung eines kleinen gschnitzzeitlichen Kares, das isoliert am sonnseitigen Gehänge liegt, während der Talgrund und die Schattseite noch ganz vergletschert waren, ferner an der Südseite des vom Huberbauerntörl gegen Osten ziehenden Rückens, mit Glättung der Seitenwände eines isolierten gschnitzzeitlichen Kars, in dem noch ein kleiner See liegt.

Die erste Hauptperiode der Glättung muß demnach während der Daunzeit mit Steigerung der physikalischen Verwitterung und der Solifluktionsvorgänge geherrscht haben. Vermutlich haben dann auch Egesen-, Larstig- und zuletzt im 17. Jahrhundert noch der Fernauvorstoß eine Belebung der Glättungsvorgänge

gebracht, die im gegenwärtigen Klima nur in abgeschwächtem Maße vor sich gehen. Der ganze, noch unter 2500 m gelegene Untersuchungsraum mit Glatthängen bis zu den Graten in 2300 bis 2400 m hinauf liegt in einer unteren Zone des gegenwärtigen periglazialen Bereichs.

Gegenwärtig wirksam ist Schutthaldenbildung am Fuß der Wände, von den obersten Gipfeln und Graten bis zur Waldgrenze herab, überall dort, wo noch Wände erhalten sind, daher besonders an den lange Zeit stärker vom Eis unterschnittenen Schattseiten. Rezent ist auch die Schuttkegelbildung am Austritt der Rinnen, die steile Gelände oft furchen und sich am Wand- und Hangfuß zu Halden zusammenschließen (Bild 6). Eine eigentliche Glatthangbildung mit Abwanderung von Blockströmen und flächenmäßiger Ausbreitung von Blockmeeren ist im Untersuchungsgebiet von den 2300 bis 2400 m hohen Graten an abwärts

Bild 8

Aufn. SPREITZER, 9. 7. 1957

Venediger Gruppe, nördl. d. Felber Tauern. Rezente Solifluktion mit Blockstrombildung im Granitgneis in 2350 m Höhe.

bis 2000 bis 2100 m festzustellen und erscheint heute als Vorzeitbildung. Eine volle Entsprechung dieses Vorgangs scheint nicht in den rezenten Blockhalden und Schuttkegelbildungen am Fuß der Wände zu liegen, sondern ist erst in einer in größere Höhen aufsteigenden Region zu treffen.

In einer höheren Stufe des heutigen periglazialen Gürtels ist der Vorgang der mit Solifluktion verbundenen Hangglättung aktiv wirksam. Am Beispiel der Venedigergruppe in den Hohen Tauern treten im Umkreis der großen Schnee- und Gletscherregion rezente periglaziale Vorgänge mit Blockmeerbildung von 2300 bis 2400 m an nach aufwärts entgegen. Auch in dieser Gruppe setzen Solifluktionsvorgänge schon von der Waldgrenze in 1800 bis 2000 m an ein. Sie gewinnen örtlich besondere Bedeutung, wo das aus älterer Moränenüberkleidung oder — in den breiten alten Talungen — auch aus jüngeren Alluvionen stammende

Feinmaterial die Ausbildung von Rasenwülsten und -stufen zuläßt und besonders an dem von Blöcken durchsetzten Material Frostschub zu beobachten ist. Die im Lockerboden in 2250 m nördlich des Felber Tauern ausgebildeten Formen des Rasenwälzens und der Pflasterböden sind vielleicht noch azonal herabgedrückte Erscheinungen (Bild 7). Sicher gehören zur rezenten klimabedingten Region der Solifluktion die Blockwanderungen in Feinerde in 2350 m ebenfalls nördlich des Felber Tauern (Bild 8). Dann zeigt sich zwischen 2400 und 2800 bis 2900 m an der Nordseite von Innergschlöß zwischen Felber Tauern und Viltragenkees eine optimale Zone der Blockmeerbildung und -abwanderung mit Hangglättung. Hier wird besonders die Rolle der in Flecken aufgelösten Schneedecke klar. Über diese wandern die Blöcke ab und lagern sich am Rand der im Laufe des Sommers immer kleiner werdenden Schneeflecken ab, breite Gürtel bildend, die sich zu geschlossener Blockdecke vereinigen. Besonders zeigt sich auch die Ab-

Bild 9
Aufn. Spreitzer, 8. 7. 1957
Venediger Gruppe. Am St. Pöltener Westweg nördlich Innergschlöß. Rezente Blockmeerbildung und Hangabschrägung im Zusammenhang mit Nivation von 2500 bis 2800 m Höhe; Südexposition.

schleifung alter Niveaustufen unter den sich abwärts bewegenden Blockströmen (Bild 10). Großartig sind rezente Erscheinungen der Blockmeerbildung und Solifluktion oberhalb des Schlatenkees im Umkreis der Prager Hütte (2800 m) zu beobachten. In den südlichen Tälern der Gruppe sind wieder die westschauenden Hänge (Dorfertal, Maurertal) durch bis auf die Grate hinaufreichende Glatthänge gekennzeichnet.

Auch andere Gruppen der Hohen Tauern zeigen Beispiele der Glatthangbildung in der Region unter der Schneegrenze: an der Südseite der Granatspitzgruppe, im Teischnitztal sowie im oberen Möllgebiet in der Glocknergruppe, in der Goldberggruppe. Weiter westlich ist aus den Zillertalern das schließlich zu einer schönen Doppelgratbildung aufsteigende Gehänge auf der Nordseite des unteren Zillergrundes zu nennen. Für die periglaziale Region im Umkreis der Berliner Hütte zeigt H. Poser (1954), daß rezente Blockmeerbildung erst in

der oberen Höhenstufe über 2400 m eintritt, was in vollkommener Übereinstimmung mit den hier mitgeteilten Beobachtungen steht.

In Gruppen der Nördlichen Kalkalpen konnte die gegenwärtig fortschreitende Glatthangbildung mit gewissen Abwandlungen beobachtet werden. Es sind die Steilhänge isoliert über die Plateaus aufsteigender Berge wie auch die zwischen alten Verebnungssystemen gelegenen, an denen die Abschrägung eintritt. Gegenüber dem eingehender erörterten Gebiet der Niederen Tauern fehlt vor allem die grobe Blockdecke wie auch das Auftreten von glatten Grashängen. Zudem tritt vielfach bereits Narbung durch Nivationswirkungen ein, durch welche Schneedolinen geschaffen werden, wodurch die Ausbildung reiner Glatthänge vor allem auf steilere Hänge beschränkt ist.

Seit dem Ausgang des Spätglazials ist die Glatthangbildung in der heutigen

Bild 10

Aufn. SPREITZER, 8. 7. 1957

Venediger Gruppe. St. Pöltener Westweg nördlich Innergschlöß. Von der Zeigerpalfen (2500 m) gegen NE zur Roten Saile (2994 m). Rezente Blockmeerbildung und Hangabschrägung.

periglazialen Region im Gange, allerdings mit eiszeitlichem Wechsel von Steigerung und Abklingen der Vorgänge. Im Eiszeitalter selbst mußte die Region stark herabgedrückt worden sein.

Das Untersuchungsgebiet in den Niederen Tauern zeigt, daß die mit der Bildung flächenmäßig ausgebreiteter Blockmeere verbundene Glättung der Hänge wohl in der Zeit des Daunstadiums am aktivsten war und abgeschwächt auch während der folgenden Perioden strengeren Klimas bis zur Fernauzeit Erneuerung erfuhr. Zum Teil erfolgte sicher schon in der postglazialen Wärmezeit ihre Festigung, worauf namentlich die Vegetationsbedeckung der glatten Grashänge hinweist. Gegenwärtig ist die Hauptmasse der Blockmeere auf den Glatthängen bzw. der Lockerböden unter den Grashängen bis auf Murausbrüche und einzelne Wasserrisse unbewegt. Sehen wir von den tiefer hinab bis in den Waldgrenzgürtel

vorstoßenden Blockhalden und -kegeln am Fuß noch bestehender Steilwände ab, so reichen die heute nicht mehr beweglichen Blockmeere auf ihren Glatthängen bis 2000 bis 2100 m herab. So weit herab waren in ihren Bildungszeiten die auf Schneewirkungen und Frostschub zurückgehenden Abwanderungen wirksam. Heute reicht eine entsprechende Region aktiver Bewegung mit Blockmeerbildung und Hangglättung am Beispiel der Venedigergruppe bis 2300 bis 2400 m tief herab. Um einen Differenzbetrag von rund 300 m ist sonach eine Herabdrückung der Region in der Daunzeit gegenüber der Gegenwart anzunehmen.

In der Eiszeit aber ist der ganze Alpenkörper bis zum Fuß der Nord- und Ostabdachung von dem „Herabdrücken des Schuttgürtels" erfaßt worden. An der Nordseite der Ostalpen erfaßt die periglaziale Formengebung nicht nur die letzten, niederen Ausläufer der Alpen im Wiener Wald, wie K. Wiche (1958) zeigt, sondern auch das niedrige Weinviertel mit seinen durch das kaltzeitliche Vorzeitklima bedingten asymmetrischen Tälern und das Wiener Becken mit den Kryoturbationserscheinungen auf seinen Quartärterrassen, herab bis 160 m. Die eiszeitliche Depression des periglazialen Gürtels am Nordostende der Alpen wird aber auch von einem hier viel tieferen Herabgehen der Schneegrenze in den nächst benachbarten Hochgebirgsgruppen begleitet (Schneeberg auf 1250 m). Von der heutigen Waldgrenze als unterster Begrenzung der gegenwärtigen periglazialen Region ist ein eiszeitliches Herabdrücken des periglazialen Gürtels um 1500 m (auch ohne Berücksichtigung der donauabwärts unterhalb des Wiener Beckens noch stärker herabgehenden periglazialen Erscheinungen) festzustellen. Die eiszeitliche Depression der Schneegrenze betrug demgegenüber 1200 m. — Wie schon A. Penck hervorgehoben hat, hat in erster Reihe die Erniedrigung der Temperatur die Eiszeiten hervorgebracht. Darauf ist die tiefe Senkung des periglazialen Bereichs zurückzuführen, während die Niederschläge in fester Form — welche den Verlauf der Schneegrenze wesentlich mitbestimmen — nicht in entsprechendem Maße vermehrt wurden.

Die Bedeutung der Exposition führt meist zu einseitiger Entwicklung der Glatthänge. Auf den Gegenseiten herrscht die geschilderte Versteilung der Hänge, die indes nur einen schon im Eiszeitalter und während der spätglazialen Rückzugstände noch stärker wirksamen Vorgang, den der Unterschneidung durch schattseitig gelegene Kargletscher, in abgeschwächtem Maße fortgesetzt. Dieser Unterschied schafft die in kammförmig gegliederten Gebirgen so auffälligen Unterschiede der Hangformung nach der Exposition zur Bestrahlung und zu den Niederschlägen und damit die Asymmetrie der Kämme.

Periglaziale Hangformung und Rückenasymmetrie im Taurus

Asymmetrische Kammformen sind ein kennzeichnender Zug auch der hohen Gebirgsformen des schon aus dem subtropischen Bereich aufsteigenden Taurus, die von dem Verf. (1938, 1955) in dem bis 3900 m aufragenden Kilikischen Ala Dag (Karte 2 u. 3) studiert werden konnten, aber auch im Karanfil Dag, Toros Dag und Bulgar Dag beobachtet wurden. Während in dem im vorstehenden näher betrachteten Gebiet aus den Niederen Tauern Gneis, aber auch Glimmerschiefer den Untergrund bilden, sind dort massige und grobbankige, im ganzen aber recht einheitliche Kalke (vom obersten Paläozoikum und der Trias angefangen bis zur Kreide) abgelagert, an denen die Formen zur Ausbildung gelangen. Gleich wie in den

Alpen sind starke Unterschiede zwischen den sonn- und schattseitigen Gehängen ausgeprägt. Bei der größeren Höhe wird an den Schattseiten im Kilikischen Ala Dag die Steilheit der Wände durch die noch vorhandenen Gletscherflecken und Blockgletscher aufrecht erhalten. Viel stärker noch als in den Alpen ist der Glättungsvorgang auf den Sonnseiten, wo er geradezu einen auffälligen Charakterzug dieses Gebirges von einer gewissen Höhe an darstellt.

Im Kilikischen Ala Dag ist die einleitend erwähnte Region mit Ausbildung von Frostmusterböden im Lockermaterial zugleich eine Region stärkster physikalischer Verwitterung im anstehenden Fels. Diese ist in der Höhenregion namentlich von 3000 m angefangen in der Zone der optimalen Verbreitung der Frostmusterböden (s. oben Seite 214) der weitaus vorherrschende Faktor. Sie sprengt das Gestein und schafft Frostspaltung, Erweiterung von Klüften und durch Absplitterung schroffe und scharfkantige Kleinformen, vermag aber doch die glaziale Gestaltung der Formen nicht zu zerstören, so daß die vielen Rundhöcker und Rundhöckerfluren als solche erkenntlich bleiben, wenn sie auch stark angegriffen werden. Auf felsigem Hochtalgrund kann sich in dieser Höhe Scherbenkarst einstellen (so besonders im obersten linken Nebental des Eçemis) und nur in einem einzigen Fall wurden noch in 3000 m durch Lösung geschaffene Rillenkarren (an einem Rundhöcker im obersten linken Nebental des Emligebietes) beobachtet.

Noch größere morphologische Bedeutung gewinnt die Gesteinsverwitterung und zugleich mit ihr die Hangabtragung und Abwanderung in den Randgebieten der Flächen am Fuß aufsteigender Grate und an einzeln aufragenden Bergen, da sich hier zur physikalischen Verwitterung weitere Vorgänge gesellen, die zu einer Glättung der Felshänge führen. Solche Glatt- oder Scheuerhänge können unter den Wänden als Felssockel ausgebildet werden, sie können aber auch ganze Berge in großzügiger fast gliederungsloser Form zurunden.

a) Felssockel am Fuß ansteigender Wände. Während über den rezenten Gletscherflecken und Blockgletschern die Felswände unmittelbar steil, ja senkrecht emporsteigen, weichen sie überall dort, wo sie nicht durch Eiserosion und Schuttabfuhr ständig erneuert werden, namentlich auf den Rücken zwischen den Hochtälern, unter Bildung eines Felssockels zurück. Diese Erscheinung tritt auch in tieferen Lagen auf, ist aber in der Höhenregion über 3000 m so gesteigert, daß sie ein Kennzeichen derselben wird. Als glatte, wie abgescheuert erscheinende steile Flächen erscheinen sie in den hochgelegenen Flachlandschaften, besonders im Yedigöl und oberen Aksugebiet als unmittelbare Fortsetzung der durch Hangsolifluktion im Lockermaterial bestimmten Formen. Scheuernde Abwärtsbewegung des Schutts bzw. Lockermaterials ist in beiden Fällen eine wesentliche Kraft der Gestaltung. Auch über den tief eingeschnittenen Tälern der Westabdachung (nördlich des oberen Cimbartals, des obersten Yalaktals, auf der Nordseite des Emlitals) erscheinen die Glatt- und Scheuerflächen als Höhenregion von 3000 m an, und stehen in scharfem Gegensatz zu der darunter folgenden, durch eiszeitliche Glazialwirkungen und rezente Schlucht- und Kerbtalbildung bestimmten Formenwelt.

Am Fuß der aufsteigenden Wände und Grate mit zackigen Verwitterungsformen wachsen die Felssockel in leicht konvexer Krümmung mit Neigungswinkeln von 30 bis 35° empor und schieben den in den untersten Teilen jeweils sehr steil bis senkrecht, dann etwas schräger zurückweichenden Wand- und Grataufbau zurück. Durch die physikalische Verwitterung des so entstehenden Sockels, vor allem aber durch das von den Wänden kommende Schuttmaterial wird ein

Schuttbelag gebildet, der sie oft bedeckt. Er erreicht meist 1 bis 2 dm, maximal ½ m Mächtigkeit und ist entsprechend der Steilheit des Böschungswinkels so labil, daß er sich leicht in Bewegung setzt. Zeugnis von seiner ständigen Abwanderung gibt die Schutthäufung am unteren Ende des Felssockels beim Übergang in flacheres Gelände. Bei seinem Abwandern und Abrutschen scheuert der Schutt den Fels und bewirkt dessen beim Begehen nicht ungefährliche Glattheit. Da er nur zum kleineren Teil durch die Eigenverwitterung des Felssockels entsteht, zum größeren aus den darüber aufsteigenden Wänden herabgekommen ist, sind nackte Glatthänge ohne größeren Schuttbelag besonders dort zu sehen, wo die aufsteigenden Felswände schon fehlen und die Glatthänge bis zum Gipfel hinaufgewandert sind, die Nordseite des Emlitals, viele Höhen im Yedigöl, die Süd- und Südostwände des Demirkazyk bieten Beispiele hierfür.

b) Glatt- und Scheuerflächen. In diesen Fällen kann nicht mehr von Felssockeln gesprochen werden. Die Glattwände sind in ihrer weiteren Formung nicht mehr von einer darüber aufsteigenden Wand mitbestimmt, sondern entwickeln sich nach ihren eigenen Gesetzen. Da aber auch bei ihnen Abwanderungsbewegungen des hier gebildeten Schuttes neben anderen Kräften an der Formung beteiligt sind, glaubt der Verfasser zur Kennzeichnung der Eigenart dieser Form jenen Ausdruck gebrauchen zu können, der sich ihm von den ersten Beobachtungen 1938 an geradezu aufgedrängt hat: „Scheuerfläche". Diese Bezeichnung darf aber auch für jene Glatthänge gebraucht werden, bei denen zwar ein felsiger Oberbau noch vorhanden ist, die aber bei großer Erstreckung im ganzen nicht mehr von dessen Abtransportvorgängen mitbestimmt wurden. Von glazial abgeschliffenen Felshängen unterscheiden sich die Scheuerflächen vor allem durch das völlige Fehlen von Rundhöckern. Es sind — namentlich aus einiger Entfernung gesehen — auffallend glatte Hänge, die sich hier bilden. Der Ausdruck ist auch dann am Platze, wenn zwar noch ein Grataufbau vorhanden, aber doch soweit zurückgerückt ist, daß nur noch das eigene Kräftespiel an der Gestaltung der Scheuerfläche wirksam ist. Als Musterbeispiel hierfür sei die besonders schöne Form oberhalb Esnewit Yaila — die noch in anderem Zusammenhang zu erörtern ist, erwähnt.

Folgende Vorgänge sind an der Formengebung nach unmittelbarer Beobachtung beteiligt: 1. Abplattung durch physikalische Verwitterung, durch Absprengung oberflächenparalleler Plättchen von 1 bis 2 mm Dicke. 2. Absplitterung scharfkantigen feinen Schutts, besonders an Klüften. 3. Vereinzelt — aber selbst zwischen 3300 und 3400 m noch beobachtet — flachschüsselige löcherige Oberflächenverwitterung als Ergebnis der Kalklösung, wobei wegen fortschreitender mechanischer Abtragung (Plättchenbildung, Absplitterung und Abwanderung) nirgends tiefer als wenige cm reichende Formen beobachtet wurden. Der Fläche nach erreichen sie höchstens 1 dm^2 und sind durch kleine, mehrere cm^2 große Näpfchen gegliedert. 4. Abwanderung auf geneigtem Hang. 5. Abspülung bei kräftigen Regengüssen — die nach Beobachtungen im September noch ungemein stark niedergehen können — oder durch Schmelzwasser. 6. Abwanderung unter der Schneedecke, z. T. unter Mitwirkung von Schneerieselwasser am Grund der Schneelagen. Nur durch diese Kraft bilden sich sehr flache Schuttwälle in den untersten Teilen der Scheuerflächen, die in ihrem optimalen heutigen Verbreitungsgebiet zwischen 3200 und 3500 m beobachtet werden konnten. Sie sind 2 bis 3 m

breit, ½ m hoch und zeigen mit ihrem leicht girlandenförmigen Verlauf und parallelen Anordnung übereinander das schrittweise Zurückweichen der Schneedecke an.

Bild 11 Aufn. SPREITZER, 29. 8. 1955

Taurus, Kilikischer Ala Dag. Südabdachung westl. d. Kaldi Dag (3800 m, im Hintergrund rechts). Unter dem durch phys. Wandverwitterung wie auch teilweise glaziale Unterscheidung zugeschärftem Grataufbau oberhalb 3200 bis 3300 m der Gürtel rezenter Glatthangbildung (von 3200 bis 2800 m), rezente Zerschneidung des kaltzeitlichen periglazialen Glatthanggürtels (2800 bis 2200 m), der auch auf das Vorgelände der Ophtiolithzone übergreifen kann.

Nach der vorbereitenden physikalischenKleinarbeit (1 und 2) sind Abwanderung, Abspülung und Schneewirkungen die eigentlich gestaltenden Kräfte. Wie hervorgehoben, setzen Scheuerflächen im Bereiche ihrer rezenten Bildung unmittel-

bar die Formen der im Lockermaterial wirksamen Hangsolifluktion fort, zum Teil in seitlichem Übergang, so daß ihre volle Entsprechung sichtbar wird.

Die Verbreitung der rezenten Scheuerflächen ist dadurch bestimmt, daß sie von 3000 m an dort auftreten, wo nicht noch kräftigere Gegenwartskräfte sie in ihrer Ausbildung hindern. Sie sind schon darum vor allem an den Sonnseiten jener Grate wirksam, an deren Schattseiten die Gletscherflecken und Blockgletscher die Steilheit der Wände aufrecht erhalten. Überdies ist die Insolationsverwitterung auf den Sonnseiten wirksamer, und in den Übergangszeiten tritt Frostwechsel hier noch häufiger auf. — Es gibt grundsätzlich im Ala Dag keine obere Grenze der Scheuerflächen: noch am Gipfel des Demir-Kazyk sind sie an den S-SSW-Hängen als nackte Flächen mit sporadischer Schotterstreu entfaltet. An den sonnseitigen Hängen nördlich des oberen Cimbar Hochtals setzen sie in 3100 m ein und reichen bis zum Gipfel in 3500 m. Vielfach überziehen sie im oberen Aksugebiet kleinere, bis 3300 bis 3400 m hohe Bergkuppen von ihrem in 3000 bis 3200 m Höhe gelegenen Fuß an und zwar in höhengleicher Nachbarschaft zu Flächen der Hangsolifluktion. Während die Südumrahmung des Yedigöl Felssockels und Scheuerflächen nur auf den Rücken zwischen den gletschererfüllten zeigen, reichen sie an der Nordseite bis zu den 3400 bis 3500 m hohen wasserscheidenden Rücken gegen das obere Aksugebiet. Die höheren Einzelberge inmitten des Yedigöl — besonders der gegen E vorgeschobene Berg zwischen dem nördlichen und südlichen Teil des Yedigöl, dann einzelne Rücken gegen den Yalakpaß, sie sind von ihnen überzogen. In der Nachbarschaft des Passes findet sich zwischen 3300 und 3600 m ein Gebiet vorherrschender Scheuerflächen. Auf dem vom Lolut zur Esnewit-Yaila ziehenden Kamm wird die Nordabdachung von den Gletscherfeldern des Yalaktals steil unterschnitten, die zum Emlital schauende Südseite zeigt die Scheuerhänge von 3000 m an. Hier haben sie auch bereits eine Milderung der eiszeitlichen Karformen dieser Höhenlage bewirkt. Endlich kennzeichnen sie auch die Südabdachung des Ala Dag in der höheren Region als rezente Bildungen (s. u.).

Alle angeführten Beobachtungen zeigen, daß die Scheuerhänge die im festen Fels durch die Verschiedenheit des Untergrunds modifizierte Entsprechung der Hangsolifluktion im Lockermaterial darstellen. Beide sind Erscheinungen der rezenten periglazialen Region. Sowohl bei der Entwicklung von Streifenböden, für die die durchtränkten Lagen unterhalb der Schneeflecken einen wichtigen Ausgangsort der Bildung darstellen, wie für die Abspülung an den Scheuerhängen spielt die Schneedecke mit eine entscheidende Rolle. Aber auch andere Vorgänge sind für diese Region bezeichnend: Nivationskare, lösende Wirkung der kleinen langdauernden oder perennierenden Schneeflecken und Bildung von Lösungsdolinen, wobei sich die Schneeflecken in kleine abflußlose Trichterformen in das flachere Gelände einfressen. Endlich sind eine besondere Form der Region zwar wenig tief, aber mit klar bestimmten Rändern eingerissene, in 2 bis 3 m breitem Boden mit scharfkantigem Schutt erfüllte Spülfurchen, die daran arbeiten, aus einer früheren Periode der Landformung entstandene Hohlformen (Karstwannen, selektive Eiserosion mit Hohlformen der Rundhöckerlandschaft) aufzuschließen, wogegen sich im rezenten Spiel in den — allerdings an Zahl dahinter weit zurückbleibenden — Nivationsdolinen wiederum neue bilden.

Die in der Höhenregion von 3000 m an aufwärts in voller Ausbildung festgestellten Scheuerflächen reichen als Formen, bei denen die gegenwärtige Weiter-

Bild 12 a Aufn. SPREITZER, 8. 8. 1955
Taurus, Kilikischer Ala Dag. Westabdachung oberhalb der Esnevit-Yaila. Rezenter Glatthang im mesozoischen Kalk in 2900 m, oberhalb 2800 m einsetzend, im Vordergrund Schuttanhäufung an den untersten Partien d. Glatthangs mit Einregelung in die Abdachungsrichtung.

Bild 12 b Aufn. SPREITZER, 8. 8. 1955
Einzelaufnahme aus dem Glatthang oberhalb d. Esnevit-Yaila. Absprengung kleiner Plättchen von der Fläche, groben Schutts an den 63° steil gegen ENE (N 62° E) einfallenden Klüften; Flachfurchung in der Hangabdachung an der mittleren Platte zu erkennen.

bildung teilweise schon durch eine kräftige linienhafte Erosion periodisch abkommender Flüsse unterbrochen wird, auch in eine tiefere Region herab. Das trifft für die hervorragend ausgebildeten Scheuerflächen oberhalb der Esnevit Yaila zu, die bis 2800 m herab entfaltet sind (Bild 12 a u. b). Mit leicht konvexer Gestaltung haben sie (von unten nach oben) 34°, 33° und 32° und schließlich unter 29° Neigung. Die schon von geringer Entfernung vollkommen glatt erscheinenden Flächen gehen ohne Knick in 3200 m in die darüber befindlichen Karnischen über, deren Boden ebenfalls in diese Bildung einbezogen ist und arbeiten an der Isolierung von Torsäulen zwischen ihnen. Aber vom unteren Rande her greifen drei einzelne lineare, schluchtartig eingeschnittene Erosionsfurchen zurück, von denen die größte am unteren Rand der Scheuerstufe 50 m tief schluchtartig eingeschnitten ist und mit abnehmender Tiefe bis 3000 m Höhe zurückgreift. Trotz der Schärfe des erosiven Einschnitts gehen die oberen Hangpartien der Schlucht in zurückfliehender konvexer Rundung in allmählichem Übergang in die Scheuerflächen der Hauptabdachung über. Linienhaft zurückgreifende Tiefenerosion und Fortbildung der Scheuerhänge verzahnen sich hier, beide wirken gleichzeitig. Absplitterung und Abplattung und schon in stärkerem Maße als in der Region zwischen 3300 und 3400 m auch die Bildung von Flachschüsseln und Näpfchen, dazu — wo immer kleine Flecken von Lockermaterial auftreten — Frostmuster bestimmen die Kleinformung, Abwanderung und Abspülung bewirken die fortdauernde Erneuerung der Form. Und unter den aufsteigenden Scheuerhängen zeigen gewaltige rezente und vorzeitliche Schutthaldenbildungen — mit denen die weit hinaufreichende Flußregion des Gebirges beginnt — die Bedeutung dieses Abtragungsvorgangs an.

Hoch hinaufreichende Felssockel mit Scheuerhängen sind ein auffallendes Kennzeichen der südlichen Außenabdachung des Ala Dag. Unter den Gratansätzen in 3200 bis 3300 m erscheinen die Scheuerhänge in ihren oberen Partien in kräftiger rezenter Fortbildung, unmittelbar unter den Wänden der schroffen Grate noch als Felssockel geformt, in weiterem Abstand bei einer Höhenerstreckung von oft 500 bis 800 m, ja bis 1000 m, als reine Scheuerhänge weitergebildet. Sie gehen ohne Knick in tiefere Partien, herab bis 2200 m maximal 2000 m, über. Aber die tiefer gelegenen Teile werden vielfach erst heute von ihren hangparallel auflagernden Breccien entblößt, die sie in anderen Teilen noch mit 5 bis 10 m mächtigen Lagen bedecken. Hier in dieser Höhenlage von 2200 bis 2800 m sind sie Vorzeitformen. Die ihnen auflagernden, einmal angehäuften Schuttbildungen sind entstanden, als die periglazialen Vorgänge soweit herab wirksam waren, sie wurden in der folgenden, wärmeren postglazialen Zeit zu Breccien verfestigt, und heute werden sie aufgelöst und zerschnitten, bestimmen aber noch wesentlich das Landschaftsbild. Diese tiefgelegenen Scheuerflächen wurden gebildet, als gleichzeitig in den Tälern zwischen ihnen Gletscherzungen lagen und aus dem Gebirge austraten. Sie werden heute bereits zerschnitten *(vgl. Bild 11,* sowie H. Spreitzer [1957], Bild 3).

Gleichartige Formen von Glatthängen treten auch in anderen hoch ansteigenden Gruppen des Taurusgebirges auf, so im Bulgar-Dag, für den auch auf die vorzüglichen Abbildungen in der Arbeit von Mor. M. Blumenthal (1955) hingewiesen werden kann.

Bei Erörterung der Vorkommen in den Ostalpen war auf den Unterschied im Ausmaß der eiszeitlichen Schneegrenzdepression (um 1200 m) und des Herab-

rückens des periglazialen Gürtels (um 1500 m) hingewiesen worden. Am Beispiel des Kilikischen Ala Dag ist an der südlichen Außenabdachung eine erstaunlich gut entfaltete eiszeitliche Vergletscherung festzustellen, die trotz der sonnseitigen Auslage einen sehr niedrigen Verlauf der eiszeitlichen Schneegrenze zeigt. Sie war hier wohl noch niedriger als an der zur Sonne weniger günstig exponierten, aber trockenen Westseite und verlief in der letzten Eiszeit in rund 2700 m Höhe, was einer Depression von 750 m (gegen den heutigen Verlauf von 3400 bis 3500 m) entspricht, lag in der vorletzten Kaltzeit noch um 100 m niedriger. Die untere Grenze der Glatthangbildung dagegen rückte auf 2200 bzw. 2000 m gegen eine heutige Untergrenze ihrer rezenten Fortbildung in 2800 m: der Depressionswert des periglazialen Gürtels von 600 bzw. 800 m ist danach eher geringer als der der Schneegrenze (750 m). An der gegen das trockene Innere Anatoliens gerichteten Westseite steht einer annähernd gleich großen letzteiszeitlichen Depression der Schneegrenze auf 2700 bis 2800 m gegen rund 3500 m des heutigen Verlaufes eine größere Erniedrigung des periglazialen Gürtels gegenüber, der in einer früheren (der drittletzten) Eiszeit (vgl. H. SPREITZER [1951]) noch die große Fußflächenbildung bis 1400 m herab mit Abschleifung des unter den Fußflächenbreccien und -konglomeraten befindlichen Gesteinssockels umfaßte, und sich auch noch in der letzten Kaltzeit in periglazialen Würgeböden in 1600 m äußerte, ganz abgesehen von dem sicher auch noch periglazial bedingten Schuttanfall, der die Niederterrassenaufschüttungen bis unter 1300 m herab auch in unvergletscherten Gebieten mitbedingte. Das bedeutet gegen heute eine Depression der periglazialen Abschleifung um wenigstens 1400 bzw. 1200 m. Wie am Nordostende der Ostalpen ist an der trockenen westlichen Außenabdachung vor allem die starke Temperaturerniedrigung für das Herabrücken maßgebend. An der Südseite war offenbar das Absinken der Temperatur gemildert und hat an dem besonnten Gehänge zu einem recht hoch gelegenen Verlauf der Untergrenze der periglazialen Glatthänge und Breccien geführt. Die reichen Niederschläge in fester Form aber ließen hier an der Luvseite Schneegrenze und Gletscher ebenso tief herabgehen, wie an der Westabdachung.

In den Alpen wie im Taurus erscheinen Glatthänge als Kennzeichen der heutigen, rezenten bis subrezenten, periglazialen Region. Morphographisch unterscheiden sich die des subtropischen Hochgebirges durch die viel vollkommenere Glättung. Der hierin gelegene landschaftlich sehr auffällige Unterschied ist auf die Bedeutung der Abspülung zurückzuführen, die in dem vegetationsarmen sommertrockenen Gebiet auch in der Höhenregion der Gebirge zu den übrigen Vorgängen als besonders wirksamer Faktor hinzukommt, ja auch schon in weit unter der periglazialen Region gelegenen Gebiet gewisse, wenn auch nicht gleich ausgeprägte, Glättungserscheinungen hervorruft. Die Bedeutung der Abspülung findet in den seltenen, aber auch in der Hochgebirgsregion nicht fehlenden Sommergewittern und den starken Herbstregen, und dann wiederum in der starken Schneeschmelze im Frühling ihren Grund. Im Zusammenwirken der oben hervorgehobenen Kräfte der Hochgebirgsregion entsteht die so ausgeprägte Glättung.

Zusammenfassung

Die in der Hochgebirgsregion der Alpen wie des Taurus im heutigen periglazialen Bereich entgegentretende auffällige Asymmetrie der Bergrücken ist dadurch be-

stimmt, daß in schattseitigen wie auch leeseitigen Lagen langdauernde Schneeflecken oder kleine Gletscher die Felsgehänge steil erhalten, wogegen auf Hängen ohne solche Steilhaltung Glättung eintritt. In dem nur in den höchsten Gipfeln auf über 2500 m aufsteigenden Untersuchungsgebiet aus den Niederen Tauern sind die von 2000 m bis 2100 m an bis zu den Graten in 2400 m hinaufreichenden Glatthänge vorzeitliche Bildungen, wie aus ihrem Gras- bzw. Flechtenbewuchs hervorgeht. Sie treten als glatte Grashänge oder als flächenmäßig mit Blockmeeren bedeckte Glatthänge auf. Aus ihrer Lage zu den gut entwickelten spätglazialen Gletscherständen, vor allem auch aus der mehrfach festgestellten Glättung höherer gschnitzzeitlicher Kare ist eine vornehmlich daunzeitliche Bildung der Glatthänge zu erschließen. Nur bei geeignetem Untergrund (bes. Lockermaterial von Moränen u. a.) treten auch rezente Formen der Solifluktion in dieser von der Waldgrenze (1800 bis 1900 m) bis zu den Graten (2400 m) hinauf reichenden Region entgegen.

In höher aufsteigenden Alpengruppen ist die Bildung von Glatthängen mit flächenmäßiger Bedeckung mit Blockmeeren durch Solifluktion und Nivation von 2300 bis 2400 m an als rezenter Vorgang zu beobachten, der für den höheren periglazialen Bereich von 2400 bis 2900 m hinauf charakteristisch ist, wie am Beispiel der Venediger-Gruppe gezeigt wird. Die Gliederung in eine untere und eine obere periglaziale Region mit Grenzlage in 2400 m deckt sich völlig mit Posers Beobachtungen aus den Zillertaler Alpen im Umkreis der Berliner Hütte. Für die Niederen Tauern läßt sich damit zugleich feststellen, daß der Gürtel der Glatthangbildung mit seinen Blockmeeren in der Daunzeit um rund 300 m gegenüber seiner heutigen unteren Grenze herabgedrückt war, was auch dem Wert der daunzeitlichen Schneegrenzdepression entspricht. Erst am tief herabreichenden Nordostende der Alpen ergeben sich Vergleichsmöglichkeiten für die eiszeitliche Depression: der Schneegrenze um 1200 m, des periglazialen Gürtels um wenigstens 1500 m.

In dem in subtropischen Breiten gelegenen Taurus treten Glatthänge in höheren Gebirgsgruppen auf (Bulgar Dag, Toros Dag, Ala Dag). Am Kilikischen Ala Dag sind Glatthänge von 2800 m (an der südlichen und westlichen Außenabdachung) bzw. von 3000 m (in den inneren Teilen des Gebirges) an nach aufwärts entwickelt und beherrschen das Formenbild aller südexponierten Hänge der Grate, während auf den Gegenseiten vielfach noch kleine Gletscher liegen und die Steilheit der Felswände aufrecht erhalten. Die Untergrenze der Glatthangbildung war an der gut besonnten südlichen Außenabdachung in der Eiszeit nur um 600 bzw. 800 m herabgedrückt, an der kontinentalen Westabdachung um 1200 bzw. 1400 m. Dagegen war die Schneegrenzdepression gleich groß (750 m), da für ihren Verlauf die Temperaturbegünstigung der feuchten sonnseitigen Südabdachung durch reiche Schneefälle aufgewogen wurde. Morphologisch unterscheiden sich die Glatthänge des subtropischen periglazialen Höhengürtels durch die viel ausgeprägtere Glättung („Scheuerflächen") von denen der Alpen. Sie geht auf zusätzliche Abspülungswirkungen zurück, die neben den Vorgängen der Solifluktion die Formengebung der periglazialen Hochgebirgsregion dieses subtropischen Gebirges mitbestimmen.

Schriftennachweis

1. BESCHEL, R.: Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, N. F. 1, 1950, S. 152—161.
2. BESCHEL, R.: Lichenometrie im Gletschervorfeld. — Jahrb. 1957 d. Vereins z. Schutze der Alpenpflanzen und -tiere München e. V. S. 1—22, 11 Abb. i. T. u. auf Taf.
3. BLUMENTHAL, MOR. M.: Geologie des Hohen Bolkardag, seiner nördl. Randgebiete und westlichen Ausläufer (Südanatolischer Taurus). — Veröff. d. Inst. f. Lagerstättenforschung d. Türkei, Ankara 1955. IV u. 169 u. VI S., 7 Taf. m. Karten u. Prof., 2 Legendentaf., 40 Textfig., 82 Photogr. Reprod. m. Erläuterungstext.
4. CSAJKA, W.: Lage- und Materialbestimmtheit von Frostmusterböden. — Kinzl-Festschrift, Schlern-Schriften 190, Innsbruck 1958. S. 31—43, 4 Bilder auf Taf.
5. FROMME, G.: Kalkalpine Schuttablagerungen als Elemente nacheiszeitlicher Landschaftsformung im Karwendelgebirge (Tirol). — Aus dem Geogr. Institut der Universität Innsbruck. 35, 1955, S. 5—130, 5 Textabb.
6. HILBER, V.: Asymmetrische Täler. – Pet. Geogr. Mitt. 1886, S. 171—177, 14 Textfig.
7. HÖHL, G.: Die untere Grenze von Strukturbodenformen in den Gurktaler und Seetaler Alpen. — Eiszeitalter u. Gegenwart 6, 1955, S. 125—132, 4 Abb. i. Text.
8. JESSEN, O.: Reliefasymmetrie und Auslage. Pet. Geogr. Mitt. 1935, S. 400—404, 433—438.
9. KINZL, H.: Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. — Veröff. d. Museum Ferdinandeum in Innsbruck, 26, 1946, Innsbruck 1949, (Klebelsberg-Festschrift), S. 61—82, 2 Textfig. u. 6 Abb. auf 3 Taf.
10. LEHMANN, O.: Das Tote Gebirge als Hochkarst. — Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 70, 1927, S. 201—242, 6 Textfig., 8 Bilder a. Taf.
11. LICHTENBERGER, E.: Stadiale Gletscherstände in den Schladminger Tauern (Steiermark). — Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 3, 1956, S. 235—244, 1 Karte a. Taf.
12. POSER, H., & MÜLLER, TH.: Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. Ein Beitrag zum Problem der klimabedingten asymmetrischen Vorzeittäler. — Nachrichten d. Akademie d. Wiss. in Göttingen. Math.-Phys. Kl. 1951, Biologisch-Physiologisch-Chemische Abt. S. 1—31, 5 Abb. i. Text.
13. POSER, H.: Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). — Göttinger Geogr. Abh., 15, 1954, Studien über die Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa, Teil II, S. 2—55, 6 Abb. i. Text, 7 Abb. a. Taf.
14. SCHWINNER, R.: Ungleichseitigkeit der Gebirgskämme in den Ostalpen. — Zschr. f. Geomorphologie, 7, 6, 1933, S. 285—290.
15. SÖLCH, J.: Beiträge zur eiszeitlichen Talgeschichte des Steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft. — Forsch. z. Deutschen Landes- u. Volkskde. **XXI**, 4, 1917.
16. SPREITZER, H.: Eiszeitstände und glaziale Abtragungsformen im Bereich des eiszeitlichen Murgletschers. — Eberl-Festschrift, Geologica Bavarica, 19, 1953, S. 65—73, 2 Karten i. Text.
17. SPREITZER, H.: Zur Geographie des Kilikischen Ala Dag im Taurus. Festschrift z. Hundertjahrfeier d. Geogr. Ges. Wien 1956, S. 414—459, 1 Taf., 8 Abb. i. Text, 12 Bilder.
18. SPREITZER, H.: Frührezente und rezente Hochstände der Gletscher des Kilikischen Ala Dag im Taurus. — Geographische Forschungen, Hans Kinzl-Festschrift, Schlern-Schriften 190, Innsbruck 1958, S. 265—281, 3 Textabb., 6 Bilder (Taf. XVIII-XX), 1 Kartenskizze.
19. SPREITZER, H.: Fußflächen am Kilikischen Ala Dag im Taurus. — Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 101, 1959, S. 183—201, 1 Kartentaf., 1 Profiltaf., 8 Bilder auf Tafeln.
20. TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Klimaheft d. Geolog. Rundschau, 1944, S. 545—694, 72 Textabb., 1 Texttaf.
21. TROLL, C.: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde 1, 1947, S. 162—175, 3 Abb., 2 Fig. i. Text.
22. TROLL, C.: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkunde 2, 1948, S. 1—21, 1 Textabb.
23. WICHE, K.: Ergebnisse klimamorphologischer Untersuchungen im Wiener Wald. — Sitzungsberichte d. Österr. Akad. d. Wissenschaften, Mathem.-Naturwiss. Kl., Abt. I, 167. Bd., 3. u. 4. Heft, S. 173—199, 2 Textabb., 2 Taf u. 1 Beilage.

Activités du laboratoire de géographie physique de l'Université de Liège relatives à l'étude des versants

Parmi les recherches entreprises actuellement au laboratoire de géographie physique de l'Université de Liège, un certain nombre de travaux sont orientés vers l'étude des versants.

Plusieurs thèses de licence ont eu pour objet ce problème, aussi bien dans des roches meubles que dans des roches cohérentes, et elles ont permis le rassemblement d'une importante documentation de base. C'est ainsi que par une succession de profils levés sur le terrain avec grande précision, l'influence de la nature et de la structure du sous-sol sur la forme et la valeur de la pente des versants a pu, en partie du moins, être dévoilée. Ces travaux ont été effectués dans la région de Charleroi, ainsi que pour le Condroz dans les bassins du Hoyoux et du Samson. Ils sont en cours actuellement dans les parties amont de plusieurs vallées de la moyenne Belgique, entre autres de la Senne, la Dendre et la Gette.

Des recherches expérimentales de gelivation viennent par ailleurs d'être entreprises dans les schistes, les phyllades, les grès, et les quartzites du versant S de l'Ardenne. Elles permettront de préciser le mode de désagrégation de ces matériaux par le gel, et par là, ainsi que l'a montré J. Tricart en 1956 (1), d'aborder le problème du façonnement des pentes en périglaciaire. Ce dernier a eu une importance considérable dans certaines régions de notre pays comme l'ont montré les études de G. Seret pour la Famenne, et de J. Alexandre pour l'Ardenne.

Signalons en outre que le Centre belge de Géomorphologie qui vient d'être créé sous la présidence de Monsieur P. Macar, occupe deux chercheurs, dont l'un travaille au laboratoire de notre Université. Ce dernier consacre la plus grande partie de son temps à l'étude des pentes du Condroz. Il s'efforce de replacer les différents versants dans le cadre géomorphologique qui les entoure et par là de dégager quelques règles générales de leur évolution.

A. Pissart
Assistant de Géographie physique
à l'Université de Liège

(1) J. Tricart — 1956 — Etude expérimentale de la Gélivation dans *Biuletyn Peryglacjalny* — n° 4, pp. 285 à 317.

Recherches en cours au Laboratoire de Géomorphologie de l'Institut de Géographie de Paris

Par

P. Birot, Paris

Le programme de 1959–1961 comporte l'étude de la désagrégation des grès sous l'action de divers traitements déjà routiniers (alternances de dessication et d'humectation, action des sels, etc.).

En outre, toute une série de traitements nouveaux est en cours d'application. Ils consistent à imbiber les roches de sels ferreux et ferriques; l'ensemble subissant ensuite des alternances d'humectation et de dessication, ou de simples variations de l'humidité atmosphérique.

Les grès appartiennent à des types très variés (grès d'Etrechy, grès des Indosinia, grès des Ardennes, etc.).

Des fragments de filons de quartz ont été également soumis à l'action de sels de fer.

Une autre série d'expériences cherche à provoquer la desquamation de gros blocs de grès alternativement humectés et soumis à l'action d'une lampe infrarouge.

Expériences de désagrégation de roches granitiques par la cristallisation du sel marin

faites au Laboratoire de Géographie Physique du Centre de Géographie Appliquée de Strasbourg

Par

J. Tricart, Strasbourg

Ces expériences ont été entreprises en vue de donner un avis sur le choix des matériaux destinés à la construction des jetées du port de Cotonou (Dahomey).

Les échantillons, numérotés à la peinture, ont été soigneusement brossés puis pesés à l'état sec. Ils ont ensuite subi des alternances comportant les phases suivantes:

— Immersion dans une solution de sel marin à 70 pour mille, de taux double de celui de l'eau de mer, ceci afin d'accélérer un peu la cristallisation du sel.

— Séchage dans une enceinte soumise à un rayonnement infrarouge

— Lavage à l'eau distillée afin d'éliminer le sel. On a recueilli soigneusement les produits de désagrégation libérés par un brossage doux

— Séchage à l'étude puis pesée.

Il a été ainsi possible de suivre la perte progressive de poids des échantillons, donc d'étudier leur vitesse de désagrégation. Toutes les 5 alternances, les produits détachés des échantillons ont été étudiés au binoculaire et le pourcentage des micas par rapport aux autres minéraux a été déterminé. La surface des échantillons a également été examinée en détail pour voir les modalités de la désagrégation.

Les conditions réalisées sont l'image de celles qui règnent sur les littoraux tropicaux où le climat est assez ensoleillé, comme à Cotonou. En effet, dans un tel milieu, les rochers sont aspergés par les embruns ou les vagues à marée haute, puis sèchent à marée basse si une pluie ne vient pas les laver entre temps. Le sel cristallise alors et exerce une action de désagrégation qui s'est avérée très importante lors d'observations de terrain effectuées en divers points des côtes de l'Afrique occidentale et du Brésil (1). Au point de vue pratique, à Téma (Ghana),

(1) J. Tricart, 1959: Problèmes géomorphologiques du littoral oriental du Brésil. Bull. du C. O. E. C., XI, p. 276—308.

J. Tricart, 1960: Observations de géomorphologie littorale à Mamba Point (Monrovia, Libéria). Erdkunde, sous presse.

les matériaux destinés à la construction de jetées ont dû être changés car ils se désagrégeaient trop rapidement et s'affaissaient.

Les résultats de nos expériences montrent une vitesse de désagrégation très variable, qu'il n'a pas été possible de mettre en rapport avec la nature pétrographique des échantillons. Un très léger début d'altération, accroissant la porosité, favorise considérablement le processus. Certains échantillons ont perdu jusqu'à près de 2 % de leur poids initial en une dizaine d'alternances. Le rythme de la désagrégation est variable. Sur certains échantillons, il est constant, sur d'autres soumis à des variations cycliques, sur d'autres, il s'accélère, enfin, sur certains échantillons, il y a une légère désagrégation au début, puis la perte de poids cesse. L'étude des mécanismes montre que l'attaque commence généralement par la biotite qui se délite en feuillets. Mais l'action ne se limite pas à ce minéral et la proportion de mica dans les débris reste généralement constante pour chaque échantillon. En effet, à partir des cupules évidées dans les cristaux de biotite, l'attaque se porte sur les autres minéraux et les détache également (2).

Le phénomène est donc suffisamment rapide, au moins dans certains cas, pour revêtir une importance pratique. L'étude de laboratoire a confirmé les observations de terrain sur ce point et permis de mieux saisir le mécanisme mis en jeu.

(2) Ces résultats seront publiés dans le Bull. du C. O. E. C en 1960.

GB406. I6

a39001 001621484b

Zeitschrift tür Geomorphologie

Annals of Geomorphologie Annales de Géomorphologie

HERAUSGEGEBEN VON **H. MORTENSEN, GÖTTINGEN** IN GEMEINSCHAFT MIT
H. P. BAKKER, AMSTERDAM / A. CAILLEUX, PARIS / N. NIELSEN, KØBENHAVN
R. J. RUSSEL, BATON ROUGE / H. SPREITZER, WIEN / F. E. ZEUNER, LONDON

Die Zeitschrift für Geomorphologie will in ihrer seit 1957 erscheinenden Neuen Folge die Geomorphologen der Welt zu einem Gedankenaustausch und zu gegenseitiger Förderung zusammenführen. Sie enthält außer Aufsätzen über international interessierende Forschungsergebnisse kleine Mitteilungen, Berichte, Diskussionsbemerkungen, Buchreferate und in jedem Heft „Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum".

Der Umfang eines Jahrganges beträgt 20 Bogen = 320 Seiten und ist aufgeteilt in 4 Hefte, die vierteljährlich erscheinen. Die Zeitschrift ist mit Karten, Skizzen, Profilen und Bildern reich ausgestattet.

Bisher haben etwa 80 Forscher aus folgenden Ländern mitgearbeitet: Australien, Belgien, Canada, Deutschland, Finnland, Frankreich, Ghana, Großbritannien, Japan, Jugoslavien, Marokko, Neuseeland, Niederlande, Österreich, Polen, Schweden, Schweiz, Sudan, Tschechoslowakei, Uganda, USA.

In den Aufsätzen wurden u. a. folgende Probleme bearbeitet: Flächenbildung, Flußerosion und Talbildung, Hangformung, Periglazial und Pleistozän, Karst, Verwitterung und Bodenbildung, Küstenmorphologie, Methodik und Forschungsgeschichte, Morphometrie, Tektonik. Dabei wurden u. a. folgende Gebiete behandelt: Lappland und Spitzbergen, Schweden, Nordseeraum, Norddeutschland, Mitteleuropa, Frankreich, Spanien, Korsika, Österreich, Alpen, Jugoslavien, Galizien, Kreta, Libanon, Iran, Indonesien, Hongkong, Neuseeland, Madagaskar, Uganda, USA, Guayana, Brasilien, humide Tropen, Subtropen.

In den „Hinweisen auf geomorphologisches Schrifttum" sind seit Heft 2/Jahrgang 2 (1958) die allgemein interessierenden Ergebnisse von über 400 neuesten, genau zitierten Arbeiten aus insgesamt etwa 130 verschiedenen Zeitschriften der ganzen Welt kurz mitgeteilt worden. Dabei wurden in etwa 100 Hinweisen auch die Forschungsergebnisse aus der UdSSR, Polen, Tschechoslowakei, Rumänien, Ungarn, Bulgarien, China und Jugoslavien berücksichtigt.

Jahresbezugspreis DM 45.— zuzüglich Porto
Annual subscription US $ 13,50 postage included

Bestellungen nehmen alle Buchhandlungen des In- und Auslandes entgegen

Please give your order to your bookseller or to

GEBRÜDER BORNTRAEGER BERLIN-NIKOLASSEE